

SÉRIE A, n° 1839

N° D'ORDRE :
2706

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

A. FABRE

2^e Thèse : LES TERRAINS DE REVÊTEMENT DU MÉDOC.

Soutenue le **21 MARS 1939**
Mars 1939 devant la Commission d'examen

MM. CH. JACOB, *Président*

LANQUINE }

PIVETEAU }

Examineurs

BORDEAUX

IMPRIMERIE E. DROUILLARD

3, PLACE DE LA VICTOIRE, 3

1939



Digitized by the Internet Archive
in 2026

SÉRIE A, N° 1839

N° D'ORDRE :

2706

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

A. FABRE

2^e Thèse : LES TERRAINS DE REVÊTEMENT DU MÉDOC.

Soutenue le Mars 1939 devant la Commission d'examen

MM. CH. JACOB, *Président*

LANQUINE }
PIVETEAU } *Examineurs*

BORDEAUX

IMPRIMERIE E. DROUILLARD

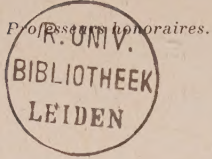
3, PLACE DE LA VICTOIRE, 3

1939

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

MM.

Doyen honoraire M. MOLLIARD.
 Doyen C. MAURAIN, Professeur, Physique du Globe.



H. LEBESGUE.	BLAISE.	G. BERTRAND.
A. FERNBACH.	DANGEARD.	ABRAHAM.
Émile PICARD.	LESPIRAU.	Ch. FABRY.
LÉON BRILLOUIN.	MARCHIS.	LÉON BERTRAND.
GUILLET.	VESSIOT.	WINTREBERT.
PÉCHARD.	PORTIER.	DUBOSCQ.
FREUNDLER.	MOLLIARD.	BOHN.
AUGER.	LAPICQUE.	E. RABAUD.

PROFESSEURS

M. CAULLERY..... T	Zoologie (Évolution des êtres organisés).	M ^{me} RAMART-LUCAS T	Chimie organique.
N	Chimie générale.	H. BÉGIN T	Mécanique physique et expérimentale.
Émile BOREL..... T	Calcul des probabilités et Physique mathématique.	FOCH.....	Mécanique expérimentale des fluides.
Jean PERRIN..... T	Chimie physique.	PAUTHENIER	Physique (P. C. B.).
E. CARTAN..... T	Géométrie supérieure.	DE BROGLIE. T	Théories physiques.
A. COTTON..... T	Recherches physiques.	CHRÉTIEN.....	Optique appliquée.
J. DRACH..... T	Analyse supérieure et Algèbre supérieure.	P. JOB.....	Chimie générale.
Charles PÉREZ.. T	Zoologie.	LABROUSTE.....	Physique du Globe.
M. GUICHARD..... T	Analyse et mesures chimiques.	PIENANT..... T	Anatomie et Histologie comparées.
Paul MONTEL..... T	Théorie des fonctions et Théorie des transformations.	VILLEY.....	Mécanique physique et expérimentale.
L. BLARINGHEM. T	Botanique.	COMBES..... T	Physiologie végétale.
G. JULIA..... T	Mécanique analytique et Mécanique céleste.	GARNIER..... T	Mathématiques générales.
C. MAUGUIN..... T	Minéralogie.	PÉRÈS.....	Mécanique théorique des fluides.
A. MICHEL-LÉVY. T	Pétrographie.	HACKSPILL.....	Chimie (P. C. B.).
H. BÉNARD..... T	Mécanique expérimentale des fluides.	LAUGIER..... T	Physiologie générale.
A. DENJOY..... T	Application de l'analyse à la Géométrie.	TOUSSAINT.....	Technique aéronautique.
L. LUTAUD..... T	Géographie physique et Géologie dynamique.	M. CURIE.....	Physique (P. C. B.).
Eugène BLOCH.. T	Physique.	G. RIBAUD..... T	Hautes températures.
G. BRUHAT..... T	Physique théorique et physique celeste.	CHAZY..... T	Mécanique rationnelle.
E. DARMOIS..... T	Enseignement de Physique.	GAULT.....	Chimie (P. C. B.).
A. DEBIERNE..... T	Physique générale et Radioactivité.	CROZE.....	Recherches Physiques.
A. DUFOUR..... T	Physique (P. C. B.)	DUPONT..... T	Théories chimiques.
A. DUNOYER.....	Optique appliquée.	LANQUINE..... T	Géologie structurale et géologie appliquée.
L. GUILLIERMOND. T	Botanique.	VALIHON.....	Mathématiques générales.
M. JAVILLIER..... T	Chimie biologique.	BARRABÉ.....	Géologie structurale et géologie appliquée.
ROBERT-LÉVY.... T	Physiologie comparée.	MILLOT.....	Biologie animale (P.C.B.).
F. PICARD.....	Zoologie (Évolution des êtres organisés).	F. PERRIN.....	Théories physiques.
Henri VILLAT... T	Mécanique des fluides et applications.	VAYON.....	Chimie organique.
Ch. JACOB..... T	Géologie.	G. DARMOIS... .	Calcul des Probabilités et Physique-Mathématique.
P. PASCAL..... T	Chimie minérale.	CHATTON..... T	Biologie maritime.
M. FRÉCHET..... T	Calcul différentiel et Calcul intégral.	AUBEL.....	Chimie biologique.
E. ESCLANGON . T	Astronomie.	Jacques BOURCART	Géographie physique et Géologie dynamique.
		M ^{me} JOLIOT-CURIE.	Physique générale et Radio-activité.
		PLANTEFOL.....	Biologie végétale (P. C. B.).
		CABANNES.....	Enseignement de Physique
		GRASSÉ.....	Biologie animale (P. C. B.)
		PRÉVOST.....	Chimie (P. C. B.).
		BOULIGAND.....	Mathématiques.

Secrétaire..... A. PACAUD.
 Secrétaire honoraire..... D. TOMBECK.

INTRODUCTION

Mes recherches sur les terrains tertiaires du Médoc m'ont fait rencontrer, à tous les instants, les dépôts de revêtement qui les recouvrent sur 95 pour 100 de leur étendue. En délimitant les affleurements et en faisant le relevé des forages, j'ai recueilli de nombreux renseignements sur la composition, la puissance et la répartition de ces dépôts.

J'ai reconnu ainsi l'existence de différentes nappes alluviales. En cherchant à préciser leurs rapports, j'ai rejoint les questions qui ont fait l'objet des travaux de BLAYAC et de M. CHAPUT sur les Sables des Landes et sur les terrasses alluviales de la partie moyenne du cours de la Garonne.

Dès lors mon étude des « dépôts de revêtement du Médoc » a pris un double objet : combler une lacune de nos connaissances sur des terrains qui jouent un rôle capital dans la topographie et la vie économique de la région et continuer les travaux de mes devanciers sur les terrasses alluviales de la Garonne.

Je me suis heurté dans mes recherches à de grandes difficultés qui tiennent à l'étendue de la région à explorer, à l'homogénéité relative des dépôts d'âges différents, à l'absence à peu près complète de repères paléontologiques et à la nécessité de suivre les effets des phénomènes actuels dans un estuaire de 80 kilomètres de long et sur une bordure littorale de 100 kilomètres de développement.

J'ai dû suppléer au manque de faits caractéristiques par la description de nombreuses coupes et de nombreux forages. Je dois à ce sujet remercier MM. GADEN et AGAR qui, avec la plus grande amabilité, m'ont communiqué leurs journaux de sondages.

J'ai trouvé aussi une aide précieuse dans les monographies des communes que les instituteurs du Médoc ont dressées sur mon instigation. Ces travaux m'ont fourni de nombreux ren-

seignements qui ont souvent orienté mes recherches. Je veux ici remercier collectivement, ne pouvant les nommer tous, ces collaborateurs dévoués qui auraient gagné ainsi, s'ils ne l'avaient déjà méritée autrement, toute mon affectueuse estime.

M. DAGUIN, professeur de Géologie à la Faculté des Sciences de Bordeaux, m'a facilité les recherches bibliographiques en mettant à ma disposition la bibliothèque du Laboratoire de Géologie et sa bibliothèque personnelle. Ses conseils m'ont été également d'un grand secours pour classer et interpréter mes nombreux matériaux et en tirer le meilleur parti.

M. JACOB, membre de l'Institut, professeur à la Faculté des Sciences de Paris, m'a guidé dans l'élaboration de mon travail avec un bienveillant intérêt dont je lui suis profondément reconnaissant. Je me suis efforcé, selon ses directives, de faire d'abord un travail objectif comportant un simple classement des faits et constituant un document capable de servir dans une étude générale du Quaternaire. Si, dans la dernière partie de mon ouvrage, je parais m'écarter de ce dessein, c'est parce que le présent mémoire répond aux questions posées dans la conclusion de mon étude sur les « terrains tertiaires du Médoc » : l'explication des phénomènes d'alluvionnement par les mouvements du sol ne fait en effet qu'étendre au Quaternaire le thème général développé dans ce dernier ouvrage.

Je suis resté dans tous les cas fidèle au but que je m'étais proposé : bien faire connaître une région limitée, le Médoc, et, par le Médoc, la Gironde. Mais l'esprit ne se satisfait pas d'une connaissance réduite à une simple accumulation de faits : il veut comprendre et chercher une explication en remontant aux causes. L'explication des phénomènes du Quaternaire que je donne dans la dernière partie de mon travail répond à ce besoin. Elle constitue une hypothèse susceptible, comme les hypothèses qu'elle remplace, de servir de nouvelle méthode de travail.

LES TERRAINS DE REVÊTEMENT DU MÉDOC

APERÇU GÉNÉRAL

Vue d'ensemble sur la stratigraphie et la structure tectonique du Médoc

Le Médoc est une région limitée par la Garonne et la Gironde à l'Est et par l'Océan Atlantique à l'Ouest. Au Sud, il n'a pas de limites précises. L'histoire et la géographie ne s'accordent pas pour lui en donner. En fait il n'en a pas. Il est essentiellement le prolongement des régions naturelles qui forment la partie occidentale du Bassin d'Aquitaine : la vallée de la Garonne s'y élargit en plaines d'alluvions modernes; les terrains d'alluvions anciennes y forment le vignoble médocain et la vaste plaine sableuse des Landes s'y prolonge avec sa forêt de pins dans sa partie centrale et occidentale.

La chaîne dunaire court le long du littoral rectiligne, de Bayonne à la Pointe de Grave, sur 250 kilomètres. Elle présente cependant une coupure importante, celle du Bassin d'Arcachon. Retenant ce repère géographique nous ferons passer la limite sud du Médoc par une ligne Arcachon-Bordeaux.

L'originalité du Médoc réside plutôt dans le rapprochement et la juxtaposition des différentes zones. Il y a là une circonstance favorable pour découvrir les rapports qu'elles ont entre elles au double point de vue de leur composition et de leur formation.

Nous donnerons donc en premier lieu une grande place à la description des terrains de revêtement. Nous fondant sur leurs

caractères et sur leur répartition, nous chercherons à expliquer ensuite leur mode de formation et leur origine.

Mais, d'après ce que nous avons dit des caractères géographiques du Médoc, il est évident que les causes qui ont présidé à la formation des différents terrains devront être cherchées dans les régions voisines et rattachées aux phénomènes généraux qui se sont produits dans le Bassin d'Aquitaine après le retrait de la dernière mer miocène.

Nous serons ainsi conduits à définir ces phénomènes et à trouver des explications qui dépasseront, par leur portée générale, le cadre de la région limitée qui nous occupe.

Mais si la formation des différents terrains dépend des causes générales étrangères au Médoc, leur répartition et certains de leurs caractères particuliers sont étroitement conditionnés par la structure de la région, c'est-à-dire par la composition et la distribution des terrains tertiaires.

Il convient donc de définir d'abord brièvement les caractéristiques de la stratigraphie et de la tectonique de la partie occidentale de la Gironde dont le Médoc forme la plus grande partie.

Stratigraphie

La Garonne arrive dans la région de Bordeaux au centre d'un synclinal largement ouvert à l'Ouest et limité par deux anticlinaux crétacés, celui des Charentes A au Nord et celui de Villagrains-Landiras A' au Sud (fig. 1).

Le synclinal girondin ainsi délimité s'est formé par un enfoncement progressif, quoique discontinu, qui s'est poursuivi pendant tout le Tertiaire. Il a été comblé par des sédiments qui appartiennent aux différents étages de cette période. Mais, pendant que le synclinal s'approfondissait dans sa partie centrale, l'anticlinal A se relevait de sorte qu'on trouve sur son flanc sud, chacun en retrait sur le précédent, les différents étages des terrains tertiaires.

La vallée inférieure de la Garonne et l'estuaire ont été creusés presque en totalité dans trois grandes formations calcaires I, II, III qui représentent respectivement le Calcaire de Blaye (Eocène moyen), le Calcaire de Saint-Estèphe (Eocène supérieur) et le Calcaire à Astéries (Oligocène moyen).

Chacun de ces massifs calcaires est séparé du précédent par des dépôts marneux, argileux ou sableux : couches lacustres et

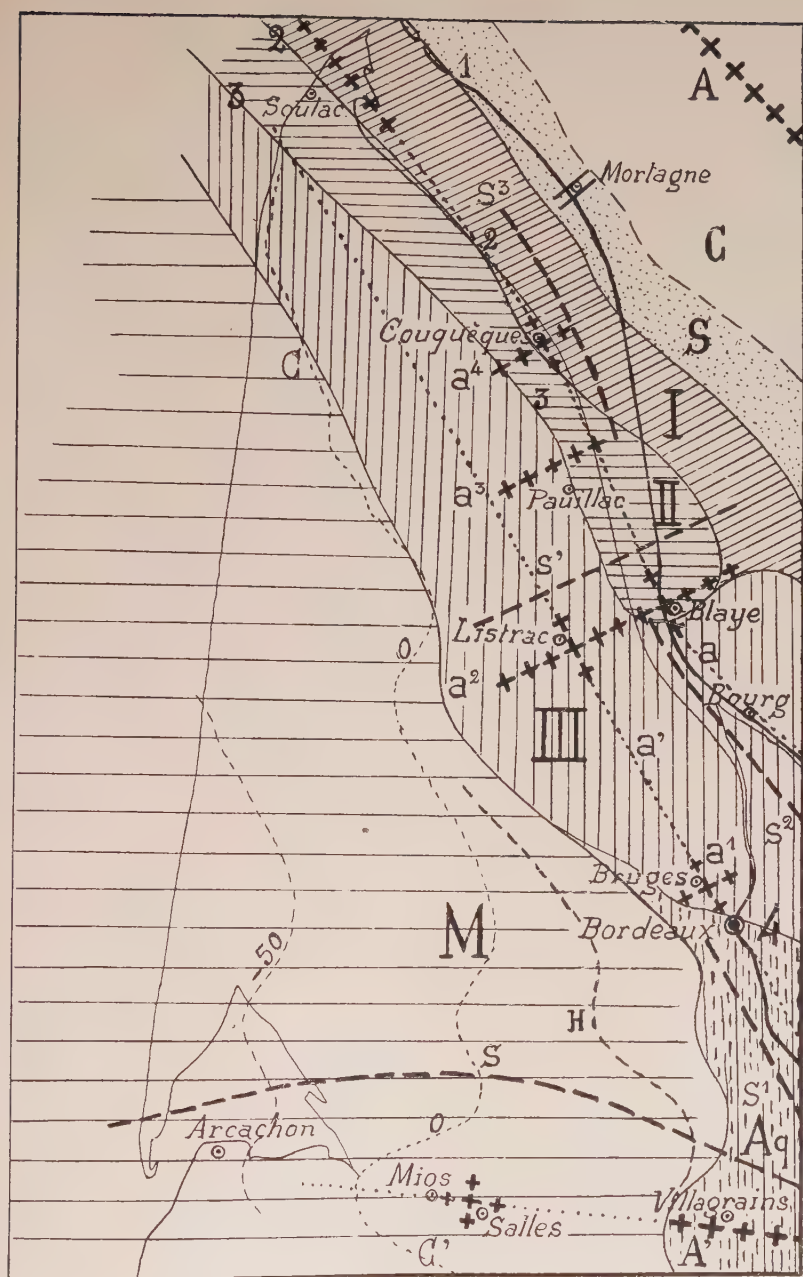


FIG. 1. — Stratigraphie et structure tectonique du Médoc
à la fin du Miocène.
Echelle : 1/720.000.

C : Crétacé. — S : sables de l'Eocène inférieur. — I : Calcaire de Blaye. — II : Calcaire de Saint-Estèphe. — III : Calcaire à Astéries. — Aq : Aquitainien. — M : Miocène. — H : rivage helvétique. — CC' : zéro de l'Helvétien (actuel). — A : anticlinal des Charentes. — A' : anticlinal de Villagrains-Landiras. — a, a', a¹, a², a³, a⁴ : zones anticlinales. — S, S¹, S², S³ : zones synclinales.

marine de Plassac entre *I* et *II* et Mollasse du Fronsadais entre *II* et *III*.

De plus, la bordure orientale des calcaires *I*, *II*, *III* est constituée par des dépôts peu épais de facies littoral : calcaires faiblement agglomérés, marnes, argiles ou sables.

Il résulte de ces faits que les zones *1*, *2* et *3* constituent des zones de faible résistance à l'érosion. La masse des calcaires *I*, *II* et *III* ne peut être au contraire que difficilement entamée.

Au Sud, l'Aquitaniens *Aq* (Oligocène supérieur), qui recouvre la partie méridionale du Calcaire à Astéries, est constitué par des dépôts peu épais, argileux, marneux ou sableux, également peu résistants.

Enfin la dernière formation tertiaire, qui couvre toute la partie occidentale de la Gironde, appartient au Miocène inférieur (Burdigalien) ou moyen (Helvétien).

En résumé, les terrains tertiaires qui constituent le sol du Médoc, avant les creusements quaternaires, présentent des massifs durs et compacts : *C*, *I*, *II*, *III* et des zones de faible résistance : *S*, *1*, *2*, *3*, *4*, *Aq*.

La répartition de ces deux sortes de terrains va jouer un grand rôle dans le creusement de l'estuaire.

Tectonique

Le synclinal girondin n'est pas simple. Compris entre deux anticlinaux, dont le premier *A'* appartient au système pyrénéen et le second *A* au système armoricain, il a été soumis à des poussées tangentielles qui l'ont compliqué par la formation d'accidents secondaires. Ces accidents constituent deux groupes : ceux du premier ont une direction générale NE-SO parallèle à l'anticlinal directeur des Charentes. Ce sont les directions anticlinales *a* et *a'* et les zones synclinales *S*¹, *S*², *S*³. Le premier de ces accidents, que l'on peut prendre pour type, ne constitue pas un axe anticlinal continu mais plutôt un alignement sur lequel se placent des relèvements anticlinaux et des portions affaissées. Il en est de même de la direction anticlinale *a'*.

Les accidents du second groupe appartiennent à un type tout à fait différent du précédent. Ils consistent en relèvements anticlinaux *a*¹, *a*², *a*³, *a*⁴, perpendiculaires aux directions anticlinales du premier groupe. Aux points de rencontre ils forment des bombements à large rayon de courbure.

Les plus importants de ces dômes sont : celui de Couquèques au Nord, ceux de Listrac et de Blaye dans la partie moyenne du synclinal girondin et celui de Salles au Sud.

Le relèvement anticlinal a^2 est compensé au Nord par un synclinal de direction parallèle S' (Pauillac) le plus accentué après le synclinal central S .

Les accidents tectoniques que nous venons de définir ont un caractère commun; ils se sont formés d'une manière lente et progressive, de telle sorte qu'ils affectent toutes les couches.

De plus, leur formation a suivi un certain ordre; l'activité du synclinal girondin s'est déplacée du NE au SO. La rigidité de plus en plus grande du flanc de l'anticlinal A était compensée par la souplesse du fond du synclinal S . En dernier lieu, pendant le Miocène, la région d'Arcachon s'est enfoncée de plus de 200 mètres.

En plus des déformations résultant de poussées latérales, le synclinal girondin a subi des déplacements verticaux parce qu'il s'est trouvé entraîné dans des mouvements généraux d'élévation ou d'abaissement du Bassin d'Aquitaine.

Le dernier de ces mouvements est une élévation du Bassin de l'Ouest à l'Est, d'âge post-helvétien. Il a eu pour effet d'élever l'ancien littoral helvétique à 210 mètres, à Lectoure (Gers) et de l'abaisser à — 75 mètres au Cap-Ferret, à l'Est d'Arcachon.

Enfin, dernier caractère de la tectonique girondine, les déformations du sol et les mouvements d'élévation du Bassin ont joué simultanément.

Le relèvement du Bassin d'Aquitaine vers l'Est, et son enfoncement vers l'Ouest ont été simultanés. Ces mouvements ont dû se produire, comme les précédents, d'une manière lente et progressive. Ils ont pu commencer immédiatement après l'Helvétien mais rien n'indique qu'ils n'ont pas continué pendant le Pliocène et une partie du Quaternaire. *A priori, il serait même surprenant que le sol, qui a montré pendant tout le Tertiaire une mobilité et une plasticité permanentes, ait manifesté une rigidité et une immobilité absolues pendant le Quaternaire.*

Si l'étude des terrains tertiaires ne permet pas d'éclairer ce point on peut du moins admettre comme possible et même probable l'hypothèse de l'existence de mouvements de sol pendant le Quaternaire.

HISTORIQUE

Le Médoc a été entièrement recouvert par des dépôts alluviaux, lesquels, malgré l'érosion qui les a partiellement enlevés, occupent encore les neuf dixièmes de la surface du sol.

Nous désignerons cette formation hétérogène, d'âge et d'origine différents, par l'expression « terrains de revêtement ».

Ces terrains ont attiré l'attention des anciens auteurs. Mais leur étude, commencée il y a un siècle, en même temps que celle des terrains tertiaires, n'a pas été suivie avec méthode comme celle de ces derniers.

Les principaux de ces anciens travaux sont ceux de BILLAUDEL (1834), JOUANNET (1837), LINDER (1866) et BENOIST (1882).

La note de BILLAUDEL présente principalement un intérêt minéralogique.

C'est JOUANNET, en 1837, qui commence véritablement l'étude stratigraphique des terrains de revêtement. Il distingue, d'après la nature du sol, trois zones naturelles, qui correspondent à trois sortes de dépôts : « les graves, les Landes et les alluvions » (« sol alluvionnel et paludeux »).

« On désigne sous le nom de graves ce manteau de graviers mêlés de sablon, de sable et de plus ou moins de terre, qui couvre les plateaux et les collines ondulées entre lesquelles serpentent nos vallées. » (p. 14).

La description qu'il donne des Landes, renferme des observations déjà précises sur le sable éolien, les dunes continentales et l'alias.

« On trouve, écrit-il, surtout dans les Grandes Landes, des espaces considérables où le sable, pareil à celui des dunes, se montre sans mélange et recouvre le sol d'une nappe entièrement stérile. Il existe même dans les communes de Saint-Médard-en-Jalles, de Salles, de Mios, de Béliet et de Belin, des sables encore mobiles et de petites chaînes de dunes qu'une faible végétation a fixées. »

Il définit l'alias : « un lit de gros sablons liés par un ciment ferrugineux, espèce de poudingue grossier, tantôt friable, tantôt excessivement dur... L'alias friable... le plus commun... a une épais-

seur de 20 à 50 centimètres. L'álios dur..., dont la couche atteint rarement 20 centimètres, s'étend comme une table et presque à la surface sur de grandes portions de territoire ».

Enfin sa description du « sol alluvionnel » donne une idée très juste de la composition des alluvions modernes : « les anciens atterrissements de la Gironde qui bordent aujourd'hui ses rives sont des terres paludeuses à fond tourbeux; il en est de même dans nos autres vallées sur tout le trajet des marées, mais avec des modifications qui y ont apporté là le sable charrié par les ruisseaux des landes, ici le voisinage de la mer, ailleurs l'apport des terrains traversés par les eaux courantes avant d'arriver au point où elles deviennent sensibles aux marées. Au delà de ce point, les alluvions de la Garonne sont argilo-marneuses à fond de cailloux... »

En 1866, LINDER émet l'idée que les terrains de revêtement pourraient être dus à « un brusque envahissement du continent par la mer ». En 1872, il abandonne cette hypothèse. Ses opinions dernières se trouvent résumées dans les Notices de la Carte géologique, feuilles Bordeaux (1876-1881) et Lesparre (1891-1897). Elles sont encore admises dans leur ensemble par de nombreux auteurs.

« Le long de la rive gauche de la Gironde, écrit LINDER, les cailloux constituent la masse de l'étage en passant par tous les états de grosseur, depuis ceux du poing jusqu'à celle d'une amande. En général ils sont quartzeux aux angles mousses et de couleur blanche, assez rarement rosés ou jaunâtres, très exceptionnellement hyalins; de loin en loin ils sont mélangés de cailloux de quartzite, de phtanite ou de feldspath plus ou moins décomposés, de rognons de silex ou de fossiles silicifiés, les uns d'origine crétacée, les autres tertiaires. Au delà de cette zone, en s'éloignant du fleuve, l'étage p^{th} passe au gravier et au sable irrégulièrement stratifiés et alternant en quelques lieux avec l'argile kaolinique micacée, en veine ou amas. » (Notice, feuille Lesparre).

« Nulle part, écrit-il encore, on ne voit le Sable des Landes avec les caractères d'une formation géologique nettement distincte de celle des dépôts de graviers contigus, mais on l'observe presque toujours alternant avec ceux-ci latéralement et verticalement comme le feraient les diverses parties d'un tout hétérogène ayant même origine. Il n'y a donc pas à hésiter, les dépôts de transport de l'Entre-Deux-Mers, du Bazadais et du Médoc ne constituent qu'une seule et même formation géologique avec le Sable des Landes.... ». C'est cette dernière expression qui fut retenue par la suite pour désigner l'ensemble de la formation.

Les tracés de la Carte géologique et les « Notices » qui les expliquent reposent sur cette conception.

Mais LINDER figure sur la rive gauche, de Bordeaux à Saint-Estèphe, une bande d'alluvions anciennes a^1 , sans distinction de

niveaux et avec une limite occidentale tout à fait arbitraire. La notation a^1 est commune par exemple aux alluvions de la région de Macau qui appartiennent à la basse terrasse et à celles de Margaux, Pauillac et Saint-Estèphe qui sont d'un niveau plus élevé. Par contre la limite occidentale des alluvions a^1 de LINDER, dans ces dernières régions, laisse en dehors des dépôts de même composition, situés à la même altitude et ayant un même fond rocheux.

Enfin les indices p^1 (feuille Bordeaux) et p^{1b} (feuille Lesparre) réunissent des dépôts d'âge différent : terrasse moyenne, haute terrasse et sable éolien. La répartition des différentes espèces de dépôts doit être par conséquent révisée.

BENOIST a accordé peu de place, dans ses études, aux terrains de revêtement. Son essai de 1882 sur « l'Homme primitif dans le département de la Gironde » l'a conduit cependant à exposer ses idées sur leur signification.

« Les sables et graviers forment le dépôt de comblement des vallées... Ils semblent avoir été déposés à des hauteurs différentes; les dépôts les plus anciens étant naturellement les plus élevés, il existerait, comme dans la Somme, des terrasses successives, ce qui semblerait se confirmer par l'observation des deux diluviums caillouteux distincts en Médoc; l'un ne s'élevant jamais au-dessus de 20 mètres d'altitude et l'autre ne descendant jamais au-dessous de 26 mètres. »

BENOIST définit ainsi nettement par ces dernières observations les deux terrasses qui seront distinguées trente ans plus tard par BLAYAC.

Emm. FALLOT et HARLÉ n'ont rien ajouté aux conceptions générales de LINDER et de BENOIST. HARLÉ cependant a beaucoup fait pour la connaissance de la faune quaternaire et de la topographie de la région du Sable des Landes.

BLAYAC, à partir de 1913, consacre différentes notes [16, 17, 18, 19, 20] à l'étude des terrains de revêtement de la Gironde. Ses recherches sont dirigées par deux préoccupations : découvrir vers l'aval le prolongement des terrasses de la partie supérieure de la vallée de la Garonne, séparer le sable éolien superficiel des véritables alluvions.

Sur le premier point, il conclut dès 1913 [17] « que trois terrasses de la Garonne, qui ont été reconnues en amont de Toulouse et en aval jusqu'à Marmande et Beautiran, se retrouvent avec leurs caractères et la même distribution géographique dans la vallée inférieure du fleuve, tout au moins jusqu'au Bec d'Ambès ».

Dans le Médoc, la terrasse supérieure manque mais les deux autres sont bien développées.

« La terrasse moyenne, celle de 50 mètres, existe parfaitement jusqu'à l'embouchure de la Gironde... à une altitude qui décroît de plus en plus... » « ... la terrasse inférieure, celle de 15 mètres, c'est-à-dire la terrasse wurmienne à *Elephas primigenius*, se poursuit régulièrement jusqu'aux environs de Pauillac... Plus on se rapproche de l'Océan, plus les différences d'altitude entre les terrasses inférieure et moyenne deviennent insensibles... Il est probable qu'elles arrivent à se confondre même avant l'embouchure. »

Mais les recherches de BLAYAC n'ayant pas dépassé le confluent de la Garonne et de la Dordogne, la distribution des alluvions sur les rives de l'estuaire n'a pas été décrite.

Sur le second point, les notes de BLAYAC, de 1913 à 1916, formulent sous différentes formes l'idée exprimée dès 1913 que « la formation, dite du Sable des Landes, doit être séparée en deux parties distinctes, l'une comprenant les vrais sables des Landes, l'autre en bordure de la Garonne comprenant des argiles, des graviers et des sables argileux constituant la terrasse moyenne ». Il ajoute en 1916 [19] :

« Les « Sables des Landes » constituent à la surface de la plaine landaise un revêtement superficiel entièrement indépendant des graviers, argiles à graviers avec lesquels on les a longtemps supposés entièrement liés. »

Ces sables auraient une origine vraisemblablement éolienne et proviendraient « des dunes du littoral démolies par les vents d'Ouest et de Nord-Ouest ».

Mais BLAYAC considérait cette dernière explication comme une hypothèse que les connaissances dont il disposait ne lui permettaient pas de vérifier.

« Il y aurait à ce sujet, écrit-il, un intérêt capital à faire un relevé détaillé des nombreux sondages pratiqués dans tout le pays : on ne sait à peu près rien de l'épaisseur du manteau sableux. »

L'un des buts de notre étude sera de combler cette lacune en recherchant la composition, la répartition et l'origine du « Sable des Landes ».

Les premiers travaux de M. CHAPUT [37] sur les terrasses alluviales de la Loire renferment à la fois une méthode de recherche et une explication générale. Dès ce moment il partage déjà les idées que DEPÉRET exprimait en 1918 sur la corrélation entre les terrasses fluviales, les terrasses marines, les phénomènes glaciaires et les industries humaines.

Ces conceptions inspirent son étude de 1927 [44] sur l'*Evolution des terrasses de l'Aquitaine*. Dans la vallée de la Garonne, M. CHAPUT distingue trois terrasses principales. Le tableau suivant résume leur position jusqu'à La Réole; les nombres représentent leur altitude relative (moyenne entre les bords externe et interne).

Ausson ...	52 m.	20 m.	9 m. 50	Toulouse ...	57 m.	27 m.	12 m.
Labarthe ...	50 m.	22 m.	8 m. 50	Grenade	58 m.	25 m.	11 m.
St-Gaudens.	53 m.	22 m.	8 m. 50	Verdun	64 m.	25 m.	10 m.
Sana	64 m.	20 m.	10 m.	Tonneins ...	66 m.	23 m.	9 m.
Muret	59 m.	22 m.	14 m.	La Réole ...	57 m.	23 m.	6 m.

Dans sa note de 1930 [39], M. CHAPUT caractérise ces trois niveaux d'alluvions de la manière suivante :

« En amont de Montréjeau, la première et la troisième terrasses sont des sommets de dépôts fluvio-glaciaires dont l'épaisseur atteint 15-20 mètres : il est naturel de les considérer comme sensiblement contemporains de deux glaciations principales (Mindélien et Würmien), la terrasse de 16-22 mètres, moins continue, pouvant correspondre au Rissien. »

Par rapport à la nomenclature de DEPÉRET, ces trois terrasses représenteraient respectivement le Milazzien, le Tyrrhénien et le Monastirien.

La première terrasse, indice a^{1a} (terrasse supérieure de LEYMERIE ou terrasse moyenne du Médoc de BLAYAC), a été suivie par M. CHAPUT sans discontinuité jusqu'à La Réole.

« Bien que la terrasse s'abaisse notablement vers la Garonne, le fond des alluvions reste sensiblement à la même altitude; il est logique de penser qu'il existe dans cette région une terrasse monogénique correspondant à un remblaiement de 10 à 15 mètres d'épaisseur et dont le palier était à environ 55 mètres au-dessus de la Garonne. Les pentes douces au-dessus et au-dessous de cette altitude correspondent dès lors à des terrasses polygéniques un peu plus anciennes et un peu plus récentes. »

Le fond rocheux de cette terrasse se trouverait jusqu'à Langon vers 40-45 mètres. Il s'abaisserait, vers Bordeaux, au voisinage de 30 mètres.

C'est à cette terrasse supérieure qu'est assimilée la terrasse de la Dordogne inférieure dite de Pomerol (a^{1a}) qui s'étale de 36 à 45 mètres avec un fond rocheux vers 30 mètres.

La seconde terrasse, indice a^{1b} , semble moins nettement individualisée que la précédente, car ni LEYMERIE ni M. BOULE pour la Garonne, ni BLAYAC pour le Médoc, ne la séparent de la troisième.

M. CHAPUT la distingue jusqu'à Bordeaux : « On aurait donc, dit-il, en aval de Langon deux niveaux de terrasse pouvant correspondre à la terrasse inférieure de LEYMERIE de l'amont : l'un à une altitude absolue de 30-32 mètres, l'autre à l'altitude absolue de 14-16 mètres. »

Il la définit encore avec précision, avec les auteurs de la Carte géologique (feuille Libourne), dans la vallée inférieure de la Dordogne, de Libourne à Ambarès. Elle forme là des plateaux (a^{1b}) à des altitudes de 18 mètres (Beauséjour), 20 mètres (René), 20-24 mètres (Vayres et Arveyres), 20 mètres (Yzon), 20-22 mètres

(Ambarès). Les alluvions ayant une épaisseur de 8 à 12 mètres, le fond rocheux de cette terrasse se trouve de 10 à 12 mètres.

La troisième terrasse (indice α^c) constitue le niveau inférieur de la terrasse inférieure de LEYMERIE.

Le fond rocheux, jusqu'à Langon, est au voisinage de l'étiage. Cette terrasse est bien individualisée dans la Dordogne inférieure où elle forme un étalement d'alluvions à une altitude de 10 à 15 mètres avec un fond rocheux voisin de zéro.

M. CHAPUT pense que ce fond rocheux s'abaisse vers l'aval et s'enfonce « sous les vases fluvio-marines de l'estuaire », comme dans l'estuaire de la Seine, où il se trouve, au Havre, de — 8 à — 10 mètres. Nos observations confirment cette opinion.

Enfin, M. BALLAND [7], dans une étude récente sur *Le Bassin hydrographique de la Jalle de Blanquefort*, retrouve, au Nord de Bordeaux et avec toutes leurs caractéristiques, les trois terrasses de M. CHAPUT.

En résumé, les auteurs qui ont décrit les alluvions anciennes de la vallée de la Garonne font ressortir jusqu'à Bordeaux (BLAYAC et M. CHAPUT) et Blanquefort (M. BALLAND), l'existence de trois phases principales d'alluvionnement. Mais, ainsi que le fait remarquer M. CHAPUT [44, p. 92] : « on n'a pas fait d'études détaillées et continues entre Bordeaux et l'Atlantique ».

Le but principal de notre travail est de compléter sur ce point les recherches antérieures, c'est-à-dire de décrire les alluvions de l'estuaire de la Gironde qui recouvrent le Médoc et de définir les relations de ces dépôts avec les trois terrasses de la vallée.

L'objet même de nos recherches semble imposer le plan de notre étude. Il serait en effet logique d'étudier successivement chacune des trois phases définies par les travaux des auteurs antérieurs.

Cette méthode d'exposition pourrait prêter à confusion en ce sens qu'elle préjuge déjà des solutions. Parler, par exemple, *a priori*, de « haute terrasse » c'est admettre que les alluvions les plus élevées du Médoc représentent un dépôt sensiblement homogène, appartenant à une période déterminée du Quaternaire et représentant un stade de creusement en relation avec une cause générale directrice.

Or, nous ne savons pas si ces dépôts n'appartiennent pas à des périodes différentes et s'ils ne sont pas dus à des causes très diverses. L'expression « haute terrasse » avec le sens que

lui donnent BLAYAC et M. CHAPUT, serait en outre particulièrement impropre si, comme c'est le cas, les dépôts ainsi désignés se rencontrent à un niveau inférieur à celui de la « basse terrasse » et même au-dessous du niveau de la mer.

Pour éviter cette confusion de langage nous adopterons dans notre étude un ordre fourni par l'observation directe et consistant dans la division des alluvions anciennes du Médoc en deux groupes.

Les alluvions du premier groupe sont posées sur les terrains tertiaires, sans creusement notable du fond rocheux. Elles se rencontrent toujours en dehors de la large vallée d'érosion de l'estuaire. Nous en ferons « *la nappe alluviale externe* ». Nous aurons à voir dans quelle mesure peuvent leur être appliquées les expressions « moyenne terrasse » ou « haute terrasse » qui ont été employées pour les désigner.

Le second groupe d'alluvions anciennes se trouve exclusivement à l'intérieur de la vallée de l'estuaire, creusée dans le fond rocheux de la nappe alluviale externe.

Ces alluvions correspondent exactement à la « moyenne » et « basse terrasse » de MM. CHAPUT et BALLAND.

En raison de leur position par rapport à celle du groupe précédent, nous leur donnerons le nom de « *nappe alluviale interne* ».

Cette division des alluvions anciennes en « *nappes alluviales externe* » et « *interne* » correspond à un aspect général qui avait déjà frappé plusieurs auteurs. Elle avait conduit BENOIST à distinguer deux « niveaux de diluviums » et BLAYAC « deux terrasses ». Nous verrons que cette division fait plus que de traduire un aspect géographique et qu'elle correspond à des faits de première importance dans l'histoire du Quaternaire du Médoc.

Reprenant ensuite l'idée directrice de BLAYAC sur le sable éolien nous chercherons à délimiter et à caractériser le Sable des Landes.

L'étude du Quaternaire moderne sera divisée en deux parties. La première sera consacrée aux alluvions modernes : distribution, composition et formation.

Dans la seconde nous nous attacherons à décrire l'ensemble des phénomènes récents et actuels qui ont contribué à la formation des lignes de l'estuaire et du rivage.

Notre étude des terrains de revêtement du Médoc comprendra par conséquent les divisions suivantes :

Les alluvions anciennes :

La nappe alluviale externe;

Le Sable des Landes;

La nappe alluviale interne.

Les alluvions modernes :

Distribution et composition des alluvions modernes;

Formation des lignes actuelles de l'estuaire et du rivage.

Résumé. Explication des faits. Résultats.

PREMIÈRE PARTIE

LES ALLUVIONS ANCIENNES

CHAPITRE I

LA NAPPE ALLUVIALE EXTERNE

Partie sud du Médoc.

PARTIE ORIENTALE (fig. 3 et 4).

Coupe I. Le Haillan, Mérignac, Martillac, Saint-Morillon.

Coupe I^a. Saint-Médard-en-Jalles, Capeyron, Léognan, Saucats.

Coupe I^b. Martignas, Cestas, Villagrains (Est).

Coupe I^c. Sainte-Hélène, Saint-Jean-d'Illoc, Villagrains.

Résumé et conclusions.

PARTIE OCCIDENTALE (fig. 5, 6, 7).

Zone axiale :

Régions de : Hostens, Le Barp.

Versant occidental :

Salles, Béliet, Mios-Biganos, Taussat-Andernos.

Littoral :

Arcachon-Ile des Oiseaux (1^{er} groupe de forages), Presqu'île du

Cap-Ferret (2^e groupe).

Résumé et conclusions :

Zone axiale (fig. 5).

Versant occidental (fig. 6, 7-I).

Littoral (fig. 7-II).

LIMITES DES TERRASSES DE LÉOGNAN ET DE MÉRIGNAC (fig. 8).

Terrasse de Léognan. Coupe II.

Terrasse de Mérignac. Coupe II^a.

Limites nord et sud. Coupe II^b.

Moyen et Bas-Médoc.

PARTIE MOYENNE DU MÉDOC.

De Blanquefort à Castelnau :

Bordure orientale.

Zone axiale : Salaunes, Sainte-Hélène, Brach.

Versant occidental.

Région de Listrac :

Bordure orientale.

Zone axiale.

Versant occidental (fig. 10 et 11).

Région de Saint-Laurent.

Bordure orientale et zone axiale.

Versant occidental.

De Saint-Laurent à Lesparre :

Saint-Laurent-Saint-Sauveur, Cissac-Vertheuil, Saint-Germain-d'Es-
teuil-Lesparre.

Résumé et conclusions :

Coupes VI et VI^a (fig. 12).

Coupes V et V^a (fig. 13).

BAS-MÉDOC.

Nappe alluviale N.

Nappe alluviale n :

Gaillan, Naujac, Queyrac, Vendays, Vensac, Grayan.

Les alluvions anciennes du littoral du Bas-Médoc :

Couche 1 : Argile du Gurb.

Couche 2 : sable tourbeux.

Couche 3 : sable graveleux.

Résumé et conclusions (fig. 17).

Conclusion générale. Vue d'ensemble et formation des nappes
N et n (fig. 18).

PARTIE SUD DU MÉDOC

La région que nous allons étudier est limitée au Nord par une ligne *a b* (fig. 2) qui passe au Nord de Blanquefort et du Porge.

Nous étendrons notre étude au Sud jusqu'à la région de Villagrains-Hostens afin de rattacher les nappes alluviales du Médoc à celles du cours inférieur de la Garonne.

De plus, nous verrons que l'anticlinal de Villagrains-Landiras a joué pendant le Quaternaire un rôle important qui nous oblige à le comprendre dans notre étude.

Dans la région limitée au Nord par le bassin de la Jalle de Saint-Médard, à l'Est par la Garonne, au Sud par le Gua-Mort et à l'Ouest par la Leyre et le littoral atlantique, nous étudierons successivement la partie orientale et la partie occidentale (fig. 3 et 7). Ces deux parties sont séparées par une zone plus élevée qui constitue la ligne de partage des eaux et que nous appellerons la *zone axiale du Médoc*.

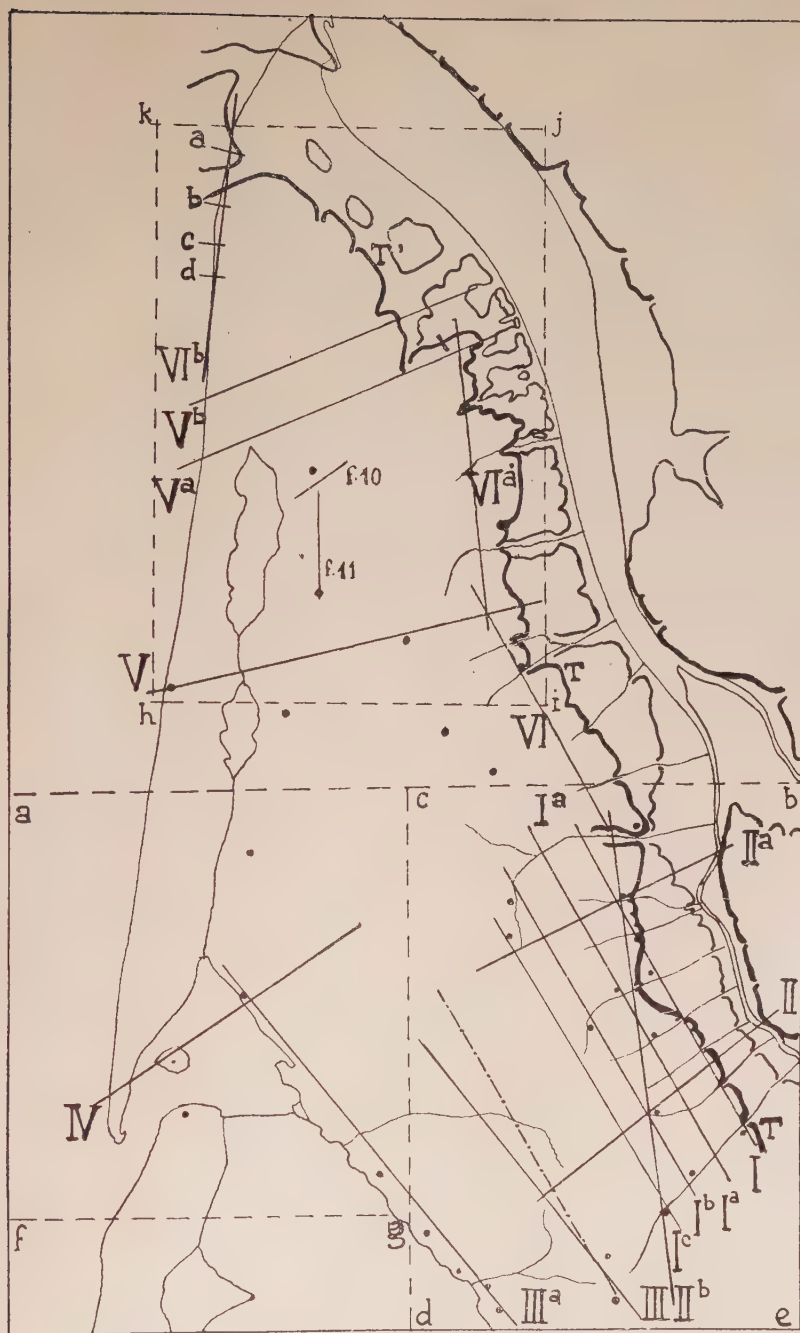


FIG. 2. — Carte d'assemblage des figures qui se rapportent à l'étude de la nappe alluviale externe.
Echelle : 1/720.000°.

Cartes b, c, d, e : fig. 3. — a, c, g, f : fig. 7. — h, i, j, k : fig. 9. — Coupes I, I^a, I^b : fig. 4. — II, II^a, II^b : fig. 8. — III : fig. 5. — III^a : fig. 6. — IV : fig. 7. — VI, VI^a : fig. 12. — V, V^a : fig. 13. — V^b, VI^b : fig. 16. — a, b, c, d : fig. 15.

PARTIE ORIENTALE (fig. 3.)

Les auteurs qui ont commencé l'étude de la nappe alluviale externe, BLAYAC et MM. CHAPUT et BALLAND, ont admis, à l'Ouest de Bordeaux, l'existence d'une terrasse qui continuait celle du cours moyen de la Garonne, connue sous le nom de « niveau supérieur » de LEYMERIE. BLAYAC l'a appelée « terrasse moyenne » du Médoc, M. CHAPUT l'a « terrasse de 55-60 » et M. BALLAND la « terrasse de 40 à 45 mètres ».

Mais BLAYAC et M. CHAPUT se sont limités à la bordure de la nappe alluviale; leurs observations n'ont pas dépassé les environs immédiats de Bordeaux.

M. BALLAND a étendu davantage ses recherches. Il n'a pas cependant délimité la « terrasse de 40-45 » vers l'Ouest (1).

Dans la région comprise entre Bordeaux et Blanquefort il a bien défini la position du fond rocheux (2). Mais en raison des limites étroites de cette région du Nord au Sud, il n'a pas précisé les rapports de ce fond rocheux avec ceux qui sont en amont, de Bordeaux à Langon.

Les recherches de ces trois auteurs ont abouti à des interprétations différentes. BLAYAC pense que ce niveau d'alluvions continue, en s'abaissant régulièrement, jusqu'à l'embouchure.

M. CHAPUT [44] estime qu'il s'agit d'une terrasse polygénique, « formée pendant plusieurs phases successives ». Enfin, M. BALLAND [7] conclut : « Ces observations me conduisent à admettre que cette terrasse correspond bien dans son ensemble à un remblaiement consécutif à un relèvement du niveau de base, en un mot, que cette terrasse est bien monogénique ».

Ces divergences s'expliquent par le fait qu'en raison même des limites étroites de leur étude et d'observations incomplètes, ces auteurs n'ont pu se faire une idée précise du profil longitudinal et du profil transversal du fleuve qui avait déposé les alluvions de la « haute terrasse » du Médoc.

Pour les mêmes raisons, il ne leur a pas été possible de découvrir les relations de cette terrasse avec la nappe alluviale qui s'étend à l'Ouest jusqu'au littoral, ni avec celle de la rive droite. Par suite, ils n'ont pu préciser sa place exacte dans

(1) « Le bord externe de cette terrasse ne m'est pas connu; il déborde certainement vers l'Ouest les limites de la région étudiée..... mais la terrasse est souvent recouverte par des sables éoliens. »

(2) « Dans l'ensemble le fond rocheux de la terrasse de 40-45 mètres serait à une altitude oscillant entre 25 et 30 mètres. »

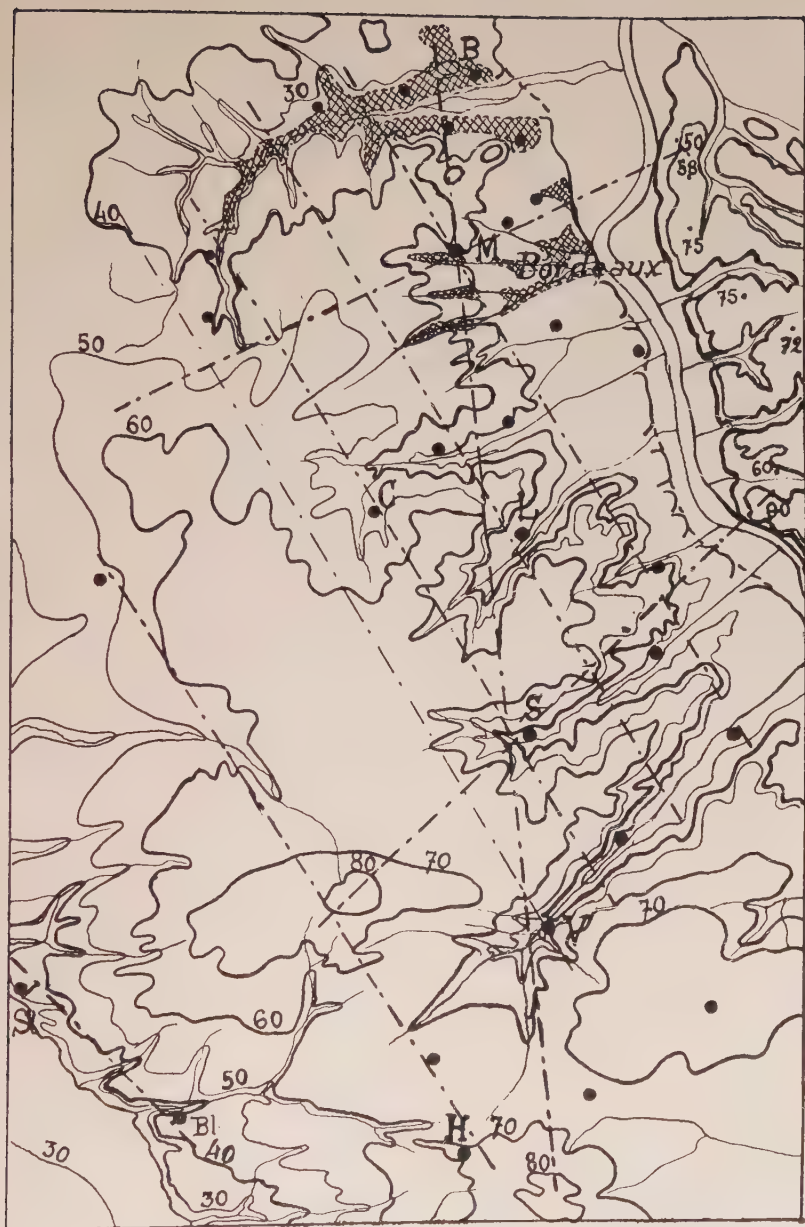


FIG. 3. — La nappe alluviale externe de la rive gauche à l'Ouest et au Sud de Bordeaux (courbes de niveau de 30 à 80 mètres).
Echelle : 1/320.000°.

----- Coupes (pour leur désignation, voir la carte d'assemblage figure 2). — B : Blanquefort. — M : Mérignac. — L : Léognan. — C : Cestas. — S : Saucats. — V : Villagrains. — H : Hostens. — Bl : Béliet. — SI : Salles.

les phases de creusement et d'alluvionnement de la Garonne.

On peut donc considérer que les questions essentielles n'ont pas encore reçu de réponse satisfaisante.

Multiplier les observations en décrivant la nappe alluviale externe sur une plus grande étendue, découvrir ses limites, préciser la position de son fond rocheux et enfin établir ses relations avec les nappes alluviales de l'Est et de l'Ouest, tels sont les problèmes dont nous nous proposons de rechercher la solution. Nous ferons des coupes successives parallèles au bord interne en nous déplaçant vers l'Ouest jusqu'à ce que nous ayons atteint le bord externe de la nappe alluviale.

Tel est l'objet des coupes I, I^a, I^b (fig. 4) que nous allons décrire successivement. Les cotes d'altitude isolées ne permettant pas de distinguer la part de l'érosion dans le niveau actuel de la nappe alluviale, nous avons représenté celle-ci en courbes de niveau (Carte au 1/320.000^e, fig. 3).

Enfin, dans la description du fond rocheux nous indiquerons toujours la nature des couches et leur place dans la stratigraphie des terrains de la Gironde. Nous nous proposons ainsi de préciser l'importance de l'érosion du substratum et de définir le rôle joué dans les phénomènes de creusement par la résistance des couches et par la structure de la région.

Coupe I (fig. 4) : Le Haillan, Mérignac, Martillac, Saint-Morillon

La coupe I comprend trois parties. Au Nord de *a* en *a'* et au Sud de *b* en *b'*, elle traverse la nappe alluviale externe; au centre de *a'* en *b'*, elle passe en dehors d'elle.

Portion a a' : du Haillan à Pessac.

La nappe alluviale peut être bien étudiée aux environs de Mérignac, du Haillan et d'Eysines.

A Mérignac, près de Fourchâteau, à la cote 33, des graviers rubéfiés sont exploités sur une épaisseur de 3 mètres. Ils ont raviné un banc de calcaire gris du niveau supérieur de l'Aquitanien. Des restes de falun, conservés dans des poches du calcaire, montrent qu'une couche miocène a été détruite par l'érosion.

A l'Ouest du bourg de Mérignac, à la même altitude, les graviers recouvrent le falun du Burdigalien inférieur.

De Mérignac au Haillan, la nappe alluviale est étalée à une altitude de 40 à 45 mètres. Le substratum tertiaire reparait au Haillan à l'altitude de 28 mètres; il est constitué par le même niveau miocène qu'à Mérignac.

La coupe traverse ensuite la vallée de la Jalle. Sur l'autre rive on trouve des alluvions anciennes peu épaisses et ravinant le Calcaire à Astéries (Stampien) relevé à une altitude de 30 à 35 mètres.

Dans la partie *a a'* de la coupe I le fond rocheux est constitué par des couches qui appartiennent à différents niveaux. Leur succession, de Mérignac à la rive droite de la Jalle, met en évidence l'existence d'un petit bassin miocène dont le centre est à Mérignac, et la bordure sur la rive gauche de la Jalle.

La composition des alluvions peut être bien étudiée dans la commune d'Eysines.

Le bourg d'Eysines est bâti sur le Calcaire à Astéries. Les éboulis masquent la zone où les alluvions en place viennent recouvrir les bancs calcaires. Ceux-ci doivent se trouver à une altitude comprise entre 25 et 30 mètres, la première cote étant celle de l'affleurement visible et l'autre celle du fond d'une exploitation de gravier qui se trouve à 300 mètres au Sud de Lescombes.

Les alluvions sont constituées par deux sortes de dépôts. A la base sont des sables plus ou moins fins, argileux ou maigres et renfermant de petits lits de graviers. Cette couche, visible sur une épaisseur de 3 à 4 mètres, est profondément ravinée par des dépôts caillouteux qui arrivent en certains points jusqu'à sa base.

Les caractères du ravinement indiquent un cours de direction Nord-Nord-Ouest.

La croupe de la cote 45 est entièrement constituée par des graviers caillouteux. On les suit jusqu'au sommet, dans la tranchée du chemin d'Eysines à la Forêt. Ils sont exploités dans la dépression qui sépare la croupe 45 de celle de la Forêt.

L'exploitation présente un front d'une cinquantaine de mètres et une hauteur de coupe de 3 à 6 mètres. A droite (Ouest) du chemin, les alluvions sont uniquement constituées par un cailloutis grossier dont les strates inclinées indiquent un courant de direction Nord-Nord-Ouest. A gauche (Est), les dépôts sont plus fins : dans leur partie supérieure ils sont constitués par des graviers grossiers et à leur base par des sables maigres ou argileux.

Toute la masse des dépôts est rubéfiée par imprégnation d'éléments ferrugineux. Il s'est formé, à certains niveaux, des bancs d'un véritable poudingue à ciment très dur dû à la concentration des oxydes de fer. Cette aliotisation doit être d'origine assez récente : l'exploitation se trouvant dans un vallon, les dépôts alluviaux ont reçu les eaux provenant du lessivage des croupes voisines.

L'épaisseur des alluvions est de 10 mètres. Mais elle atteint

15 mètres dans les croupes caillouteuses de la Forêt (1 à 2 kilomètres à droite de la coupe I).

Entre Pessac et Blanquefort, sur le bord interne de la plaine alluviale de Mérignac-Le Haillan, on trouve des croupes caillouteuses plus basses et dont le fond rocheux s'abaisse vers 25 mètres.

La première au Sud, celle du Haut-Brion, s'élève à 31 mètres; son fond rocheux se trouverait, d'après M. BALLAND, à 27 mètres.

A Fourchâteau, à une centaine de mètres de l'exploitation déjà décrite, on en trouve une autre qui présente des caractères différents. Les dépôts consistent en un cailloutis grossier empâté dans une argile bleuâtre. La base de l'exploitation, à 28 mètres, n'a pas encore atteint le fond rocheux.

Les croupes caillouteuses situées de part et d'autre de la route de Bordeaux au Haillan, entre le chemin de fer de ceinture et le Grand-Louis et circonscrites par la courbe de niveau de 30 mètres, ont un fond rocheux voisin de 25 mètres.

Enfin, au Nord, à Blanquefort, le promontoire qui porte le bourg est recouvert par un lambeau d'alluvions anciennes à l'altitude de 30 mètres.

À l'extrémité orientale, le Calcaire à Astéries qui couronne le talus de Larroque disparaît sous les alluvions anciennes, à Solesses, à une altitude voisine de 25 mètres.

M. BALLAND a fait remarquer que les bancs calcaires ont été ravinés par un fleuve quaternaire coulant dans la direction Sud-Nord.

La croupe de Duras, à l'Est de Blanquefort, est à l'altitude de 30 mètres. Dans la traversée du bourg la route de Bordeaux à Pauillac est établie, à son point le plus haut, soit à 30 mètres, sur un banc de Calcaire à Astéries.

En résumé, le fleuve qui avait déposé la nappe alluviale Mérignac-Le Haillan, sur un fond rocheux de 30 mètres, s'est déplacé vers l'Est en creusant son fond rocheux de 30 à 25 mètres.

Cette nouvelle phase de creusement peut s'observer sur le trajet *a' b'* de la coupe I, de la vallée du Peugue à celle de l'Eau-Blanche. Elle est caractérisée par la destruction des couches aquitaniennes et la formation d'un nouveau fond rocheux incliné vers l'Est par érosion de la surface du Calcaire à Astéries.

Au Sud de la partie *a' b'*, au château Olivier, le fond rocheux de la nappe alluviale externe est constitué, à l'altitude de 35 mètres, par la Mollasse du Burdigalien inférieur. Vers le NE, en suivant la route de Léognan à Bordeaux, on descend progressivement jusqu'à un palier de 25 mètres, où l'on voit affleurer le Calcaire à Astéries. Un kilomètre plus loin, à Sarcignan, il ne se trouve plus qu'à 15 mètres. Dans ce trajet, du château Olivier à Sarcignan, on a tra-

versé la nappe alluviale interne. Celle-ci fait donc suite immédiatement dans le temps à la nappe alluviale externe. L'abaissement du fond rocheux de 30 à 25 mètres, observé de Pessac à Blanquefort, représente son bord externe, c'est-à-dire le début d'une nouvelle phase de creusement.

Partie b b'

En remontant le vallon du Thil, on voit apparaître successivement au bas des pentes et vers l'altitude de 25 mètres, le Calcaire à Astéries, les Marnes blanches superposées et le Falun aquitainien. La partie supérieure de cette dernière couche a été ravinée par la nappe alluviale, au voisinage de 30 mètres.

Vers le Sud, de Martillac à Saint-Morillon, les couches tertiaires se relèvent. L'Aquitainien, qui constitue partout le fond rocheux, se trouve à 35 mètres sous Martillac et s'approche de 40 mètres à Saint-Morillon.

Le talus limite du bord interne est généralement bien marqué. Sous Martillac en particulier l'érosion de l'Aquitainien a été rapide.

Le Calcaire à Astéries lui-même forme un plan fortement incliné vers le fleuve; il a été en effet creusé par l'érosion, de 30 mètres à zéro, sur une distance de deux kilomètres.

Le creusement rapide et le faible déplacement latéral proviennent du fait que le fleuve s'est trouvé resserré entre le talus aquitainien et la haute falaise de la rive droite. La formation d'un talus limite abrupt à la place d'un plan faiblement incliné, comme dans la région de Gradignan, provient d'abord de la faible résistance des couches aquitainiennes, puis d'un creusement sur place dû au resserrement de la plaine alluviale.

Du Thil à Saint-Morillon les alluvions ont été fortement entamées par l'érosion. Généralement le substratum tertiaire n'est recouvert que par quelques mètres de gravier. Dans des croupes caillouteuses mieux conservées les dépôts ont une épaisseur de 10 à 15 mètres.

Résumé. — Sur le parcours de la coupe I la nappe alluviale possède une épaisseur moyenne de 10 à 15 mètres. Le fond rocheux, généralement constitué par l'Aquitainien, faiblement entamé par l'érosion, s'abaisse de 40 mètres au SE à 30 mètres au NO. *L'inclinaison de l'Aquitainien et de la surface de la nappe alluviale est sensiblement la même.*

Le talus limite du bord interne a été formé aux dépens des couches peu résistantes de l'Aquitainien. Il se continue dans le Calcaire à Astéries d'une manière plus ou moins accentuée selon la largeur de la plaine alluviale interne. Là où celle-ci est étendue on peut voir le passage graduel de la nappe alluviale externe à la nappe alluviale interne.

Coupe I^a : Moulin de Caupian (Saint-Médard-en-Jalles), Canéjan, Le Coquillat (Léognan), Moulin de l'Eglise (Saucats).

La coupe I^a passe à 4 kilomètres à l'Ouest de la coupe I. Elle traverse la partie moyenne des vallons parallèles qui pénètrent dans la nappe alluviale et entaillent les terrains tertiaires sous-jacents.

Le fond rocheux. — Le Saucats, au Moulin de l'Eglise, a taillé son lit dans l'Aquitanien. Le fond rocheux de la nappe alluviale est constitué, plus au Sud, au voisinage de la courbe de niveau de 40 mètres, par le Burdigalien inférieur et moyen.

Dans le vallon de l'Eau-Blanche, sensiblement selon la courbe de niveau de 30 mètres, c'est le Burdigalien moyen du Castaing et du Coquillat qui constitue le fond rocheux. A une altitude plus élevée, en remontant le ruisseau, au niveau de Bougès, on peut voir le contact des alluvions et du Burdigalien.

Le ruisseau de l'Eau-Bourde, près de Canéjan, a ses berges creusées dans l'Aquitanien supérieur. Mais c'est la Mollasse du Burdigalien inférieur qui forme le fond rocheux de la nappe alluviale à une altitude moyenne de 35 mètres. Le Burdigalien moyen a été emporté.

Dans la haute vallée du Peugue, les Faluns burdigaliens reparaisent à une altitude un peu plus basse. Des forages, près de l'Alouette, les ont atteints vers 32 mètres.

Enfin le fond rocheux s'abaisse encore davantage à l'extrémité Nord de la coupe. Sur les rives de la Jalle, au Moulin de Caupian, la Mollasse du Burdigalien inférieur forme des falaises dont le sommet ne dépasse pas 20 mètres. Le falun qui lui est superposé se rencontre dans le camp; il a été atteint à Sérilhan sous les alluvions, vers 26 mètres, par le creusement d'un puits.

En résumé, le substratum des alluvions anciennes sur le trajet de la coupe I^b est incliné vers le Nord-Ouest. Son abaissement atteint 12 mètres sur une distance de 30 kilomètres. L'inclinaison n'est pas régulière, on trouve une zone affaissée à Léognan, une zone relevée au niveau de Cestas, puis un nouvel abaissement.

La position des différentes couches miocènes traversées par la coupe met en évidence la bordure d'un anticlinal au Sud de Saucats (vers Villagrains), et une autre zone anticlinale (Cestas) séparant deux bassins synclinaux (Léognan et Mérignac-Saint-Médard).

Remarque importante : l'inclinaison et les déformations du fond rocheux reproduisent, atténuées, l'inclinaison et les déformations des couches miocènes.

Les dépôts. — L'épaisseur des alluvions est plus grande que sur la bordure. Dans les croupes qui séparent les vallées elle est en moyenne de 15 à 20 mètres.

La surface s'abaisse de 62 mètres au Sud de Saucats, à 47 mètres sur le bord nord du bassin de la Jalle de Saint-Médard. L'abaissement est donc d'une quinzaine de mètres, soit le même que celui du fond rocheux.

Les exploitations montrent seulement la composition des couches supérieures. Les plus nombreuses s'observent autour de Léognan. Les dépôts sont en général moins grossiers que sur le parcours de la coupe I. L'élément le plus constant est un gravier constitué par un sable grossier et des cailloux de 3 à 5 centimètres. En certains points on trouve des argiles bleuâtres et jaunâtres exploitées pour la fabrication de la poterie grossière et des tuiles : région de Picot, Saint-Aubin, environs de Pichey (Mérignac) et de l'Alouette (Pessac). Les argiles ne se trouvent pas superposées aux graviers à un niveau constant, elles forment des zones parallèles aux dépôts graveleux et orientées généralement du SE au NO.

Les forages donnent une idée plus précise de la composition de la nappe alluviale. A Léognan, l'un d'eux a traversé 12 mètres de gravier. Un second à l'Alouette a rencontré les couches suivantes :

Gravier et lits d'argile	4 m.
Sable et gravier argileux	2 m. 50
Sable très argileux	2 m.
Sable gris argileux	3 m.
(Sable à coquillages du Burdigalien).	

A Haut-l'Evêque, également dans la partie ouest de la commune de Pessac, un premier forage a traversé sensiblement les mêmes couches. Mais un autre, voisin, a rencontré des dépôts très différents, soit de haut en bas :

Sable blanc argileux	8 m. 30
Tourbe	0 m. 20
Sable et gravier argileux	9 m. 65
Argile grise	0 m. 25
Tourbe (bois)	0 m. 20
Argiles	4 m. 50
Sables argileux	4 m. 50
Argile jaune et bleue	2 m.
(Roche mollassique à coquillages à + 10 mètres environ).	

L'abaissement du fond rocheux à + 10 mètres, au milieu

d'une plaine alluviale dont le substratum se maintient entre 30 et 40 mètres, ne peut s'expliquer que par un creusement postérieur. On a là une ancienne vallée qui aurait été comblée à une époque récente (1).

Au Sud de Léognan, entre 45 et 60 mètres, de nombreuses exploitations montrent la composition de la partie supérieure de la nappe alluviale. On trouve là, en stratification calme, des graviers caillouteux épais et peu argileux. Les croupes caillouteuses qui bordent les deux rives de l'Eau-Blanche sont le domaine du vignoble de la région des Graves.

Au-dessus de la courbe de niveau de 60 mètres les graviers, devenus plus fins et plus argileux, sont cachés sous une mince couche de sable éolien. Cette zone couverte de bois de pins s'étend horizontalement vers le Sud-Est et n'est interrompue que par la vallée du Saucats où les graviers reparaissent.

Résumé. — La nappe alluviale externe sur le trajet de la coupe I^a se trouve à une altitude moyenne de 60 mètres au Sud et de 45 mètres au Nord. L'épaisseur des dépôts, en dehors des vallées d'érosion, varie de 15 à 20 mètres.

Le fond rocheux s'abaisse de 42 mètres, au Sud-Est, à 26 mètres, au Nord-Ouest, soit de 16 mètres. Sauf au Sud de la vallée de Gua-Mort, il est constitué par le Burdigalien moyen. Au centre, dans la région de Cestas, ce niveau a été enlevé par l'érosion.

La surface de la nappe alluviale (abaissement de 15 mètres) est sensiblement parallèle à celle du Burdigalien moyen (abaissement de 16 mètres).

Le profil du fond rocheux met en évidence la bordure sud du bassin miocène, le synclinal de Léognan, la zone anticlinale de Cestas et le synclinal de Mérignac déjà repéré dans la coupe I.

La surface de la nappe alluviale présente des rapports étroits avec ces déformations. Elle reste sensiblement horizontale jusqu'à la zone anticlinale de Cestas, puis elle s'abaisse rapidement, avec les couches miocènes, dans le synclinal de Mérignac.

(1) Le cas n'est pas isolé. A Beau-Désert (Mérignac), M. DAGUIN nous a fait connaître l'existence d'une autre vallée fossile comblée par des dépôts variés, graviers à la base et sable éolien dans la moitié supérieure. M. BALLAND en a trouvé une autre aussi bien caractérisée à Songes, à l'extrémité nord de la coupe I^b. Nous en rencontrerons d'autres dans la nappe alluviale interne. Ces faits montrent que le réseau hydrographique actuel est indépendant d'un réseau plus ancien qui reste à l'état fossile, comme témoin d'une érosion intense dont il faudra rechercher l'âge et l'explication. Il s'agit, dans tous ces cas, de phénomènes récents qui ne concernent pas l'étude de la nappe alluviale externe.

Coupe I^b : Peynaud (Martignas), Gazinet (Cestas), La Sime (Saucats), Psychone (Cabanac-Villagrains).

La coupe I^b passe à 4 kilomètres à l'Ouest de la précédente. Elle rencontre la partie supérieure des vallées transversales. Il s'ensuit que la nappe alluviale est mieux conservée et que l'épaisseur des dépôts est plus uniforme.

Fond rocheux. — Au Sud, dans la vallée du Gua-Mort, à 2 km. 500 au Nord-Est du pointement crétacé de Villagrains, le fond rocheux est constitué par l'Aquitarien, relevé à une altitude de 45 mètres.

Dans la vallée supérieure du Saucats, à la Sime, à une altitude voisine de 45 mètres, les graviers reposent sur des formations littorales helvétiques superposées au Burdigalien supérieur de Pont-Pourquey.

La vallée du ruisseau de Léognan étant traversée à une altitude de 55 mètres, les faluns miocènes n'ont pas été atteints par l'érosion. Celle de l'Eau-Bourde, plus profondément creusée, montre leur partie supérieure à Cestas. Près du village, sur les deux rives du ruisseau, les graviers ravinent le Burdigalien supérieur, à une altitude de 45 mètres environ.

Le fond rocheux n'apparaît ensuite que dans la vallée de la Jalle, à Peynaud au Nord de Martignas. La Mollasse helvétique qui le constitue forme sur les rives de cette rivière et d'un petit affluent, une falaise dont le sommet est voisin de 25 mètres. Dans le camp de Souges, à un kilomètre de là, des forages relevés par M. BALLAND ont rencontré également l'Helvétien sous quelques mètres de gravier. Vers le Nord-Est il s'abaisse assez rapidement. En effet, dans les vallées encaissées des Berles de la Capelle et de Captieux, affluents de la rive gauche de la Jalle, la courbe de niveau de 30 mètres passe à moitié pente sans que l'Helvétien soit visible quelques mètres plus bas dans le lit des ruisseaux (vers 25 mètres).

Cet abaissement n'est pas dû à une action plus intense de l'érosion. Il correspond simplement à l'inclinaison des couches miocènes vers le Nord-Ouest.

L'érosion semble en général n'avoir joué qu'un faible rôle dans la formation du fond rocheux de la coupe I^b. L'absence de l'Helvétien dans la région de Cestas correspond à une lacune réelle. Il s'ensuit que *le profil du fond rocheux représente d'une manière très approchée les déformations des couches miocènes*

du synclinal de Bordeaux. Leur inclinaison est de 20 mètres, de La Sime au Nord du Camp de Souge.

Mais l'abaissement du fond rocheux n'est pas uniforme. Par suite du relèvement des couches miocènes dans la zone anticlinale de Cestas le fond rocheux reste sensiblement horizontal dans la traversée du synclinal de Léognan-Saucats. Il s'abaisse ensuite de 20 mètres de Cestas au Nord de Souges.

Les dépôts. — Dans le bassin de la Jalle la nappe alluviale a été réduite à quelques mètres d'épaisseur. Au Nord, en dehors du bassin, elle s'étale à une altitude uniforme de 45 mètres. La partie supérieure est constituée par une couche d'argile épaisse de plusieurs mètres (Salaunes).

Vers le Sud, en partant de la Jalle, on rencontre des niveaux de plus en plus élevés. Les plus inférieurs, visibles de Martignas au camp de Souges, sont constitués par des graviers.

Près de Martignas, une exploitation montre une plus grande épaisseur d'alluvions, soit de haut en bas :

Sable éolien avec lits d'alias brun rougeâtre	0 m. 80
Sable argileux rougeâtre	0 m. 50
Sable peu argileux micacé en masse compacte	3 m.
Couches alternes de gravier et de sable grossier avec niveaux aliotiques et humifères	3 m.
Graviers peu visibles qui descendent jusqu'au lit de la Jalle	3 m.

Les niveaux de la couche 4 font penser à des dépôts de crues successives séparées par des périodes d'oxydation à l'air libre.

Le sommet de la couche 2 ne dépassant pas 40 mètres, on n'a dans cette exploitation que la moitié inférieure de la nappe alluviale externe.

La partie supérieure peut s'observer un peu plus au Sud, près de Beutre, à la cote 51, à 2 kilomètres à l'Est de la coupe. On exploite là des graviers grossiers à ciment argileux jaunâtre. La stratification est horizontale. Certains niveaux sont formés de cailloux de 5 à 7 centimètres. Toute la masse est plus ou moins imprégnée d'oxyde de fer. Près de la surface est un banc brun-rougeâtre, fortement aliotisé, formant un poudingue très dur. C'est à cette circonstance qu'il faut attribuer la conservation des croupes caillouteuses de cette altitude.

Autour de Gazinet, à l'altitude moyenne de 50 mètres, on exploite un gravier argileux jaune qui durcit à l'air. Il est recherché pour cette raison pour le chargement des chemins, des cours, des allées, etc. Une exploitation située entre Gazinet et Cestas, près de Fourcq, montre des lits entrecroisés irréguliers et inclinés. La

tranchée du chemin qui traverse le vallon de Fourcq présente les couches suivantes à partir du sommet : argile bleue, sable rouge argileux, gravier grossier, gravier fin, sable gris argileux fin, sable rouge argileux fin, gravier blanc.

La dernière couche est sensiblement au niveau du sommet du Burdigalien qui forme le bas des pentes, au-dessous de Fourcq, jusqu'à la courbe de niveau de 40 mètres.

Les alluvions ne reparaissent ensuite que dans la traversée du vallon du Saucats. Les graviers caillouteux, qui ravinent l'Helvétien et le Burdigalien supérieur, forment des croupes étalées vers la courbe de niveau de 50 mètres.

Au-dessus on trouve des graviers plus fins. Entre Léognan et Saucats la route les coupe entre 50 et 60 mètres. Au Sud de Saucats, ces graviers sont exploités, vers 55 mètres, à la bifurcation des chemins d'Hostens et de Villagrains.

En continuant dans la direction de la coupe on passe, vers 60 mètres, à une zone argileuse recouverte par une mince couche de sable éolien.

Il faut citer à part un dépôt de lignite que l'on trouve à Cestas et à Gazinet. A Cestas il est directement superposé au Burdigalien supérieur, à l'altitude de 45 mètres. A Gazinet on ne connaît pas la position exacte du substratum tertiaire; mais les lignites ne doivent pas en être éloignés car on les trouve à une altitude comprise entre 45 et 50 mètres et la distance entre les deux gisements est seulement de 3 kilomètres.

A Cestas et à Gazinet il s'agit d'un dépôt allochtone formé principalement de troncs qui ont dû être apportés par flottaison.

Résumé. — Dans la région traversée par la coupe I^b la nappe alluviale a une épaisseur de 20 mètres. Elle se maintient, dans la moitié sud de la coupe, à une altitude comprise entre 60 et 65 mètres. Dans la moitié nord, sur les bords du bassin de la Jalle, elle s'étale vers 45 mètres. Ces deux parties correspondent respectivement aux synclinaux de Léognan-Saucats et de Martignas. Dans ce dernier elle s'abaisse par conséquent de 20 mètres du Sud-Ouest au Nord-Ouest.

L'abaissement du fond rocheux, c'est-à-dire des terrains miocènes, sur le même trajet, étant de 20 mètres, on peut conclure que la surface de la nappe alluviale est parallèle à celle de ces terrains. L'action directrice jouée par l'anticlinal de Villagrains, pressentie dans la coupe I et précisée dans la coupe I^a, s'affirme ici plus nettement.

Il reste à examiner une coupe passant par l'axe même de cet anticlinal.

Coupe I^c : Sainte-Hélène, Saint-Jean-d'Illac, Villagrains

Le fond rocheux. — De Cabanac à Villagrains, sur la rive gauche du Gua-Mort, le fond rocheux se continue sans interruption et sensiblement à la même altitude.

Il est constitué d'abord par l'Aquitaniien, puis par le Crétacé dont le sommet se trouve de 45 à 50 mètres à l'Ouest de Villagrains. Le pointement du Sud de ce village dépasse même 50 mètres. Mais au delà, dans la même direction, les couches plongent rapidement vers l'Ouest : la surface de l'Helvétien est descendue à 0 mètre à Hostens, soit un abaissement du fond rocheux de 50 mètres sur 8 kilomètres. *Le fond rocheux continu que nous avons vu se développer de Saint-Morillon à Villagrains sur une distance de 12 kilomètres, en s'élevant graduellement de 40 à 50 mètres, finit donc brusquement à Villagrains. Un autre commence incliné, avec une forte pente, en sens opposé.*

Au Nord-Ouest de Villagrains et jusqu'à Saint-Jean-d'Illac, la coupe ne rencontre pas d'affleurements de terrains tertiaires. Ceux-ci doivent être constitués par l'Helvétien dont nous avons vu les dépôts littoraux apparaître dans la coupe précédente.

L'Helvétien doit s'y trouver sensiblement à la même altitude que dans la coupe précédente, distante seulement de 2 km. 5. Au voisinage de la coupe I^c les pendages des couches miocènes vers l'Ouest abaissent rapidement le fond rocheux pour l'amener à — 2 mètres à Marcheprime, à 10 kilomètres à l'Ouest de la coupe.

Au Nord, sur la bordure du bassin de la Jalle, la surface de l'Helvétien, que nous avons vu s'abaisser vers l'Ouest dans la coupe précédente, doit être descendue au moins à 20 mètres.

L'abaissement du fond rocheux de Villagrains à l'Ouest de Martignas doit atteindre 30 mètres (de 50 mètres à 20 mètres).

Les dépôts. — De la coupe I^b à la coupe I^c la nappe alluviale ne peut être bien observée qu'aux deux extrémités. Partout ailleurs, elle est recouverte par le sable éolien.

Au Nord, la vaste plaine argileuse déjà rencontrée à l'extrémité des coupes I^a et I^b se continue vers l'Ouest à une altitude de 43 mètres.

Au Sud, dans la partie occidentale des communes de Léognan et de Saucats, les argiles de la coupe I^b sont encore rencontrées par la coupe I^c entre 60 et 64 mètres.

Enfin, sur les flancs de la vallée du Gua-Mort on peut observer la succession des dépôts déjà rencontrée dans la vallée du Saucats. Les graviers caillouteux se rencontrent à Douence de 55 à 60 mètres. Ils sont assez grossiers et renferment des niveaux imprégnés

d'humus sur une épaisseur de 2 mètres. Un peu plus haut à l'Ouest de Douence, à Técheney, les graviers sont surmontés par des argiles qui s'élèvent ensuite jusqu'à la courbe de niveau de 70 mètres.

Sur la rive droite du Gua-Mort, à 2 kilomètres au Sud-Est de Villagrains, à la cote 66, les graviers sont exploités sur un front d'une centaine de mètres et une épaisseur de 4 à 5 mètres. Ils sont surmontés par une assise argileuse de 1 mètre à 1 m. 50 d'épaisseur qui s'élève rapidement à 70 mètres. Enfin, au Sud-Ouest de Villagrains vers la cote 50, on trouve un dépôt de bois ligniteux directement superposé au Crétacé. Il s'agit comme à Cestas et à Gazinet d'un dépôt constitué par l'accumulation de bois flottés.

Ces différents dépôts, par leur composition, leur puissance et leur altitude, sont la continuation de ceux que nous avons vus dans la coupe précédente.

Résumé. — La nappe alluviale sur le trajet de la coupe I^c possède une épaisseur moyenne de 20 à 22 mètres. *Elle s'abaisse du SE au NO de 70 à 43 mètres, soit de 27 mètres. Le fond rocheux présente une inclinaison de même importance, soit de 30 mètres.*

A l'Ouest de la coupe I^c le fond rocheux et les dépôts alluviaux présentent des caractères très différents de ceux que nous avons vus jusqu'ici. Le premier s'abaissant vers l'Ouest, les seconds atteignent rapidement une épaisseur de 50 mètres (Marcheprime). *Ces caractères font pressentir l'existence d'une nappe alluviale différente de celle que nous avons suivie sans interruption dans les coupes I, I^a, I^b, I^c.*

Nous admettrons donc, en attendant que cette conclusion se trouve confirmée par la suite de notre travail, que *le bord externe de la nappe alluviale que nous venons d'étudier se trouve sensiblement dans la zone traversée par la coupe I^c.*

Résumé et conclusions

Caractères de la nappe alluviale externe à l'Ouest de Bordeaux

A l'Ouest de Bordeaux, la plaine alluviale est limitée, à l'Est, par un talus d'érosion et à l'Ouest par une nappe alluviale dont les caractères et la signification restent à préciser.

Les dépôts ont une épaisseur voisine de 20 mètres. Sur le bord interne et dans les vallées, l'érosion les a fortement démantelés. En général, ils sont constitués par un cailloutis

près du bord interne, puis par des graviers et enfin par des argiles dans la partie externe.

BLAYAC avait signalé cette répartition. Il voulait dire par là que l'ancien fleuve, par suite d'un ralentissement de son cours, laissait vers l'Ouest des dépôts de plus en plus fins. Si l'observation de BLAYAC est exacte son interprétation ne l'est pas. En fait, on trouve aussi des argiles près du bord interne sur le trajet des coupes I^a et I^b. Mais ces dépôts sont à des niveaux différents.

M. BALLAND fait remarquer avec raison que les dépôts deviennent plus fins en général de la base au sommet. Cet ordre de succession explique la répartition des différents dépôts. En effet, l'érosion récente ayant été particulièrement importante vers l'intérieur, en se déplaçant du bord interne vers l'Ouest, on trouve successivement les cailloutis de la partie inférieure, les graviers de la partie moyenne et les argiles de la partie supérieure. Autrement dit, on ne suit par l'étalement d'une même couche, mais on rencontre les différents niveaux de la nappe alluviale.

Ce qu'il faudra expliquer ce ne sera donc pas le passage latéral d'un dépôt caillouteux grossier à des argiles fines mais la formation à la partie supérieure de la nappe alluviale d'une couche d'argile continue et à une altitude décroissante de Villagrains à Sainte-Hélène.

L'ensemble des observations relatives à la position du fond rocheux et de la nappe alluviale peut être présenté dans le tableau ci-dessous :

COTES	FONDS ROCHEUX (1)			NAPPE ALLUVIALE (2)				
	ALTITUDE		ABAISSEMENT	ALTITUDE		ABAISSEMENT	ÉPAISSEUR	
	Sud	Nord		Sud	Nord		Sud	Nord
	1	2		4	5		7	8
1	40 m.	30 m.	10 m.	57 m.	48 m.	9 m.	17 m.	18 m.
1 a	42 m.	26 m.	16 m.	62 m.	47 m.	15 m.	20 m.	21 m.
1 b	45 m.	25 m.	20 m.	65 m.	46 m.	19 m.	20 m.	21 m.
1 c	50 m.	20 m.	30 m.	72 m.	43 m.	27 m.	22 m.	23 m.

(1) Les nombres des colonnes 1 et 2 représentent la position du fond rocheux dans la vallée du Gua-Mort et du Saucats au Sud et dans celles du Peugue et de la Jalle au Nord.

(2) Les nombres des colonnes 4 et 5 expriment l'altitude maxima de la nappe alluviale de part et d'autre des vallées du Saucats au Sud et de la Jalle au Nord.

Commentaire. — Le fond rocheux présente un abaissement constant du SE au NO avec un accroissement régulier de la coupe I à la coupe I^c (colonnes 1 et 2). En même temps dans sa partie sud il est incliné vers l'Est d'une dizaine de mètres (colonne 1). Mais cette inclinaison diminue progressivement vers le Nord de telle sorte que le fond rocheux arrive à être horizontal, puis s'abaisse vers l'Ouest. A l'extrémité des coupes I, I^a, I^b, I^c l'inclinaison vers l'Ouest atteint une dizaine de mètres (colonne 2).

En résumé, le plan incliné au Nord, formé par le fond rocheux, présente un double gauchissement provenant, au Sud, d'un abaissement vers l'Est provoqué par l'érosion des terrains tertiaires et, au Nord, du pendage vers l'Ouest des couches du bassin Miocène.

L'épaisseur des dépôts est partout sensiblement la même. Le léger accroissement qu'on observe de l'Est à l'Ouest peut être dû à une meilleure conservation de la nappe alluviale. Il est certain du moins que sur le trajet de la coupe I, l'érosion a emporté une certaine épaisseur des dépôts.

La position de la nappe alluviale est sensiblement différente dans les deux synclinaux de Léognan et de Mérignac. Au Sud, elle s'étale sur une grande étendue à une altitude moyenne de 62 mètres, tandis qu'au Nord elle se développe largement à une altitude moyenne de 45 mètres.

Pour tenir compte de ces aspects géographiques et des causes qui les ont produits, nous distinguerons dans la nappe alluviale que nous venons d'étudier, la terrasse de Mérignac au Nord et celle de Léognan au Sud.

PARTIE OCCIDENTALE

La nappe alluviale externe à l'Ouest de la coupe I^c (Villagrains-Saint-Jean-d'Illac), jusqu'au littoral, n'a pas encore été étudiée. Elle a toujours été comprise dans cet ensemble complexe de dépôts appelé *Sable des Landes* (indice p¹).

Le sable éolien d'origine récente la recouvre, il est vrai, dans sa plus grande partie; mais on peut la suivre cependant jusqu'au littoral, soit en affleurement, soit sous ce revêtement superficiel, dans les forages.

A l'Ouest de la coupe I^c on trouve une zone de plus grande

élévation qui traverse la Gironde du Sud-Est au Nord-Ouest en séparant les bassins de la Garonne et de la Leyre.

Nous l'appellerons la « zone axiale ».

Le sol s'abaisse ensuite rapidement vers l'Ouest sans qu'on puisse dire *a priori* si cet abaissement est dû à l'érosion ou s'il représente l'inclinaison de la nappe alluviale externe. Nous appellerons cette région le « versant occidental ».

Enfin nous étudierons la bordure littorale.

Zone axiale (fig. 3 et 5)

Du Sud vers le Nord, la zone axiale comprend un bombement (89 mètres), entre Le Tuzan et Hostens, une dépression dans la région de Saint-Magne (62 mètres), un nouveau bombement au Sud-Ouest du Barp *b'* (90 mètres) et une partie inclinée qui s'abaisse de 70 mètres à 45 mètres du Barp à Sainte-Hélène *d'*.

RÉGION D'HOSTENS

En partant de la coupe I^e et en se dirigeant de Villagrains vers Hostens, on se trouve, à partir de 66 mètres, sur la couche d'argile déjà décrite. Elle se poursuit, sensiblement à la même altitude, en formant une zone de lagunes et de marais d'où part le Gua-Mort, à l'altitude de 68 mètres.

Vers le Sud-Est, le sol continue à s'élever d'une manière insensible, formant une croupe très étalée délimitée par la courbe de niveau de 80 mètres. Nous l'appellerons la *croupe de Curton* du nom du petit hameau qui se trouve sur son bord ouest.

La *croupe de Curton*, boisée ou recouverte de landes, ne se prête pas à l'étude du sol. Le revêtement de sable éolien l'entoure et la recouvre presque entièrement d'une couche peu épaisse qui s'amincit vers le sommet. On peut voir alors dans les fossés ou dans les ornières des allées charretières une argile sableuse jaunâtre et bleuâtre qui forme un sol imperméable.

Au centre, la lagune de Peyrot est établie dans cette argile. Sur ses bords et près de l'origine d'un affluent de la Leyre, s'élève une petite dune de 3 à 4 mètres de haut, qui porte la cote 89. L'altitude de la nappe alluviale proprement dite ne dépasse pas par conséquent 85 mètres.

De la *croupe de Curton* à Hostens, le sol s'abaisse insensiblement. Le bourg est sur un petit plateau circonscrit par la courbe de niveau de 70 mètres. A 500 mètres de l'église, à l'Est, le sol est constitué par une argile sableuse qui recouvre un important gisement de lignite, actuellement utilisé pour la production de l'énergie électrique.

La couche exploitée a une épaisseur de 5 à 6 mètres. Sa surface présente des ondulations d'une amplitude de près de 3 mètres, entre la partie centrale et l'extrémité sud. Partout, on voit la base de troncs en place, très rapprochés et d'un diamètre dépassant 1 mètre (Phot. II). La tranchée de l'exploitation montre les restes des troncs à différentes hauteurs. *Il s'agit par conséquent d'une formation autochtone. Une forêt d'un beau développement a persisté là durant une longue période, pendant laquelle le sol s'élevait progressivement par l'accumulation des restes végétaux* (1).

Ce mode de formation, dans une région qui devait être marécageuse, aurait dû aboutir à des dépôts horizontaux. Les ondulations qu'on observe aujourd'hui dans toute la masse (Phot. III) *seraient donc postérieures.*

La masse de lignite est recouverte par une argile sableuse épaisse de 2 à 5 mètres. Tantôt l'argile est presque pure, tantôt, principalement vers le sommet, elle passe à un sable blanc très fin à grains hyalins anguleux.

La ligne de séparation entre le lignite et l'assise supérieure est très nette. La végétation de cette région forestière a été détruite et emportée par l'inondation qui a déposé les argiles sableuses superposées.

Dans la partie sud, près du chemin d'Hostens à Louchats, le sable blanc recouvre des sections de troncs non carbonisés. En ce point également la couche ligniteuse est moins pure et renferme des niveaux argileux.

RÉGION DU BARP (fig. 5)

Au delà d'Hostens, vers le Nord-Est, le sol continue à s'abaisser jusqu'à une dépression orientée Est-Ouest et occupée par des lagunes. Il se relève ensuite et atteint rapidement, à 70 mètres, la limite d'une nouvelle zone élevée. La courbe de niveau de 70 mètres forme une ellipse allongée ayant 15 kilomètres de l'Est à l'Ouest et 7 du Nord au Sud.

Au centre, la courbe de niveau de 80 mètres délimite une croupe étalée qui s'élève jusqu'à 85 mètres. Nous l'appellerons la *croupe de Baillet* du nom du hameau important qui se trouve sur la bordure ouest.

(1) « D'après FLICHE, ces bois fossiles sont constitués uniquement par des Cupressinées, c'est-à-dire par des espèces appartenant à une famille dont les représentants actuels ne se rencontrent plus à l'état spontané que dans les régions tempérées-chaudes du globe.

« Il est donc permis de supposer que lorsque ces essences croissaient sur le sol des Landes, vers la fin de l'époque tertiaire, le climat de cette région était plus chaud que de nos jours. »

(Histoire du Pin des Landes, par Armand CLAVERIE. P.-V. Soc. Linn. Bordeaux, t. LXXXI, 1929, p. 142.)

La zone allongée située entre 70 et 85 mètres comprend deux sortes de terrains. La partie orientale est constituée par des argiles. On peut les suivre dans la zone des lagunes qui s'étend, de l'Ouest de Douence, vers 65 mètres, jusqu'à 75 mètres. On les exploite près du centre de la *croupe de Baillet*, à Labroque.

Ce relèvement des argiles montre que le régime lagunaire actuel ne provient pas de l'horizontalité du sol, mais de l'imperméabilité de la couche superficielle.

La partie occidentale, inclinée de Baillet à la Vignolle, de 80 à 70 mètres, est formée par des sables graveleux qui se placent au-dessous des argiles de la partie orientale.

Ce sol alluvial perméable, qui se prête à toutes les cultures, y compris celle de la vigne, forme des clairières étendues et assez peuplées qui contrastent avec la zone désertique des lagunes de l'Est. La forêt s'avance dès que le sable éolien présente une certaine épaisseur.

Il faut signaler enfin, au Sud de la *croupe de Baillet*, vers la cote 75, deux dunes de 4 à 5 mètres de hauteur (butte des Terriers) qui s'élèvent sur la rive ouest du cours supérieur d'un affluent de la Leyre.

Du Barp à Sainte-Hélène, la zone axiale s'abaisse de 68 à 45 mètres. La nappe alluviale est recouverte d'un revêtement continu mais peu épais de sable éolien. Lorsqu'elle reparait à l'extrémité, ou à l'Est, vers la coupe I^e, sa surface est constituée par des argiles qui prolongent celles de Salaunes vers le Nord-Ouest.

Fond rocheux. — On connaît la position du fond rocheux en deux points, à Hostens et à Marcheprime, aux deux extrémités d'une ligne qui suit sensiblement la direction de la zone axiale.

A Marcheprime, un forage ancien, relevé par LINDER, l'avait atteint à — 2 mètres. A Hostens, un forage récent, cité par MM. GLANGEAUD et SAUGNAC [117], l'a rencontré à 0 mètre. On peut, sans grande possibilité d'erreur, inférer la position du fond rocheux entre ces deux points. La *croupe de Baillet* se trouve en effet entre Saucats et Salles, à égale distance de ces deux localités où les affleurements helvétiques atteignent respectivement l'altitude de 45 et de 25 mètres. En admettant une inclinaison régulière des couches, l'Helvétien doit se trouver à Baillet entre 35 et 40 mètres. L'épaisseur des alluvions sur la ligne Marcheprime, Baillet, Hostens serait donc respectivement de 51 mètres, 55 mètres, 70 mètres. Ce dernier nombre doit être ramené à 60 si on enlève les lignites et les argiles sableuses superposées.

Versant occidental (fig. 6 et 7)

RÉGION DE SALLES

Dans le prolongement de la *croupe de Baillet*, de la Vignolle à Salles, la nappe alluviale s'abaisse d'abord lentement : *la courbe de niveau de 60 mètres arrive à 3 km. 500 de Salles*. La visibilité des alluvions n'est interrompue que dans le bassin supérieur du Lassieux, où les sables éoliens la recouvrent. De la courbe de niveau de 50 mètres à Salles, des sables graveleux ou des graviers apparaissent partout, tantôt mélangés au sable éolien, tantôt à nu dans les croupes qui séparent les affluents de la Leyre.

Dans la partie centrale du bassin de cette rivière, *le ruissellement et l'érosion des cours d'eau ont détruit la nappe alluviale jusqu'à sa base*. Le fond rocheux apparaît sur les rives de la Leyre et dans la partie inférieure des vallons du Lassieux et de la Surgenne, à une altitude variant de 25 à 15 mètres.

De Salles à Béliet, on peut suivre les graviers sous un mince revêtement de sable éolien. Près du Bournet, dans la partie supérieure d'un petit affluent de la Leyre, vers 35 mètres, de petites exploitations montrent des graviers argileux jaunâtres (1).

RÉGION DE BÉLIET

Au Sud de la zone la Vignolle-Salles, les affluents de la Leyre se sont encaissés dans la nappe alluviale. En dehors de ces vallons à bords abrupts, la surface des alluvions ne semble pas avoir subi d'érosion importante.

Les alluvions sont recouvertes d'une couche de sable éolien qui renferme, vers la profondeur de 0 m. 80, un niveau aliotique très dur. Aux abords de Béliet et de Belin l'épaisseur du sable ne dépasse pas 1 mètre. A Béliet et à Belin les graviers sont à nu et forment une petite plateforme dominant la Leyre à une altitude comprise entre 40 et 44 mètres.

Autour de ces deux localités, sous une épaisseur de 3 à 4 mètres de sable et d'argile en bancs compacts ou alternés, on a trouvé une assise de lignite formé par un « lit d'arbres très gros couchés les

(1) A côté de l'une d'elles on trouve de petites dunes et des bancs de grès quartziteux très durs, signalés par BROCHON. MM. CAYEUX et DAGUIN ont montré qu'ils sont composés de sable éolien et d'un ciment siliceux (Renseignement inédit).

Ces grès sont superposés aux alluvions anciennes voisines. Ils font partie de la masse de sable éolien qui avait été entassé sur la rive du ruisseau. Des conditions particulières : dépression entraînant une circulation d'eau dans le sable éolien, transport de silice soluble et pauvreté en éléments aliotisants ont provoqué la formation de ces grès.

uns à côté des autres » (JOUANNET). Il s'agit d'un dépôt allochtone dû à un transport de troncs par flottaison.

Au-dessous du lit ligniteux, on trouve de nouveau des argiles sableuses et des sables plus ou moins grossiers.

A Béliet, un forage récent, relevé par MM. GLANGEAUD et SAUGNAC [117], n'a atteint le fond rocheux helvétique qu'à la profondeur de — 5 mètres. L'épaisseur de la nappe alluviale est donc voisine de 45 mètres.

RÉGION DE MIOS-BIGANOS

Au Nord-Ouest de la *croupe de Baillet*, on peut suivre les alluvions dans tout le bassin de la Canau. Le cours supérieur du ruisseau est encombré par des sables éoliens.

On commence à apercevoir les dépôts argileux, dans les rives, à partir de la courbe de niveau de 50 mètres. Le cours d'eau y creuse bientôt une large vallée. A Ramonet (Lacanaud-de-Mios), sa largeur atteint 50 mètres. Dans les berges, des argiles sableuses jaunâtres sont visibles sous le sable éolien, à une dizaine de mètres au-dessus du fond de la vallée. Elles reparaissent en certains points sur le chemin de Ramonet à Mios. A Lestaouleyres, vers 35 mètres, on exploite une argile panachée renfermant quelques niveaux graveleux.

Sur la rive droite, vers l'aval, on retrouve les mêmes argiles, à l'Ouest de Biganos, de 20 à 30 mètres.

Enfin, de part et d'autre du cours inférieur de la Canau, de Mios à Biganos, entre 15 et 12 mètres, on rencontre des affleurements de gravier. Au Nord-Est de Biganos, à la Borie, on a exploité des niveaux aliotiques ferrugineux très durs (les couches exploitées un peu plus loin, près de Tagon, sont des dépôts remaniés : graviers lavés et sable éolien).

La nappe alluviale disparaît ensuite sous le sable éolien.

RÉGION DE TAUSSAT-ANDERNOS

De nombreux forages, bien situés, permettent de préciser la position et la composition de la nappe alluviale. D'Audenge à Taussat, pour une distance de 7 kilomètres, celle-ci s'abaisse de 0 à — 14 mètres; sa base est atteinte à — 41 mètres. A Andernos, 3 kilomètres plus loin, sa position est sensiblement la même, soit — 15 mètres et — 34 m. 50. A 3 kilomètres au Nord-Est du forage précédent, sa surface est à + 2 mètres et sa base à — 28 mètres.

L'épaisseur des dépôts dans ces trois forages est donc respectivement de 27 mètres, 19 m. 50 et 29 mètres. Les trois points étant très rapprochés, les différences entre ces trois nombres ne peuvent provenir que de l'inégalité de l'érosion.

La composition des dépôts de deux forages d'Andernos fait ressortir la destruction d'une partie de la nappe alluviale à Andernos-Plage.

ANDERNOS : ECOLE DE PLEIN AIR

ANDERNOS-PLAGE

1. Argile bleue micacée et gravier	3 m.		manque	
2. Sable blanc argileux	7 m.		manque	
3. Sable fin argileux, sable grossier jaune	13 m.	{	Sable fin micacé	7 m.
			Gravier argileux	3 m. 50
4. Sable argileux et argile jaune	7 m.		Sable argileux jaune	9 m.

A Arès et à Lège, la nappe alluviale est de nouveau plus élevée. On la trouve sous 6 à 7 mètres de sable éolien entre 0 et — 2 mètres. Mais elle s'abaisse de nouveau vers le Nord; au Porge, elle n'est rencontrée qu'à — 12 m. 70. La base est atteinte en ce dernier point à — 48 m. 50, ce qui donne une épaisseur d'alluvions de 35 m. 80.

Littoral

ARCACHON ET PRESQU'ILE DU CAP-FERRET

La nappe alluviale externe, continuant à s'abaisser vers l'Ouest, se trouve sur la bordure littorale à une assez grande profondeur. Elle n'est connue que par les forages.

Les alluvions anciennes commencent au-dessous des sables éoliens et des sables marins de comblement. Leur base est donnée par la surface de l'Helvétien qu'il est toujours assez facile de distinguer des dépôts alluviaux.

Relevé des forages

1^{er} GROUPE : ARCACHON - ILE DES OISEAUX

ARCACHON : DOCKS FRIGORIF. (f. 11)		ARCACHON : ABATILLES (f. 12)	
A partir de —	15 m. 35	A partir de —	24 m. 75
Sable jaune et graviers argi- leux	11 m. 90	Argile grise et gravier	0 m. 35
Argile bigarrée	0 m. 40	Graviers	4 m. 35
Sable graveleux argileux . .	16 m. 25	Sable et gravier	40 m. 95
Argile sableuse jaune	10 m. 05	Graviers quartzeux	
Jusqu'à —	52 m.	Argile jaune et sables grave- leux	
Epaisseur	36 m. 65	Jusqu'à —	67 m. 25
		Epaisseur	42 m. 50

ILE DES OISEAUX (f. 10)

A partir de —	20 m. 50	Sable jaune argileux	5 m. 50
Sable roux et gravier	5 m. 50	Sable jaune très argileux ..	1 m.
Argile jaune	0 m. 20	Sable verdâtre graveleux ..	13 m.
Sable gris graveleux	4 m. 30	Jusqu'à —	57 m.
Sable et gravier jaune	4 m. 50	Epaisseur	36 m. 50
Sable jaune graveleux et argileux	2 m. 50		

2^e GROUPE : PRESQU'ILE DU CAP-FERRET

(f. 13)		(f. 15)	
A partir de —	34 m. 10	A partir de —	38 m. 45
Sable argileux	1 m. 20	Argile jaune et verte	0 m. 55
Sable blanc graveleux	8 m. 25	Sable blanc argileux	7 m. 10
Argile bigarrée	1 m. 55	Sable verdâtre argileux, et graviers	13 m. 50
Sable argileux graveleux ..	8 m. 40	Sable, graviers, argile bleue.	6 m. 50
Sable verdâtre argileux ...	17 m. 80	Sable gris verdâtre	11 m. 70
Jusqu'à —	71 m.	Jusqu'à —	77 m. 80
Epaisseur	36 m. 90	Epaisseur	39 m. 35
—		—	
(f. 14)		(f. 16)	
A partir de —	33 m. 50	A partir de —	32 m.
Sable blanc graveleux	1 m. 80	Argile jaune	0 m. 25
Argile noire	0 m. 75	Sable blanc argileux	5 m. 30
Sable blanc argileux	8 m. 90	Sable vert argileux	9 m. 95
Sable gris argileux	7 m. 85	Sable gris, verdâtre, argi- leux	24 m.
Gravier et sables	9 m. 10	Jusqu'à —	74 m. 75
Tourbe	0 m. 25	Epaisseur	42 m. 75
Argile jaune	0 m. 30	—	
Sable gris, verdâtre, argi- leux	12 m. 20	(f. 17)	
Jusqu'à —	75 m.	A partir de —	28 m. 80
Epaisseur	41 m. 50	Sable gris micacé, verdâtre.	4 m. 50
—		Sable blanc graveleux (avec filon de tourbe)	10 m. 87
		Sable et gravier verdâtre ..	11 m. 23
		Sable verdâtre, argileux ...	16 m.
		Jusqu'à —	72 m.
		Epaisseur	43 m. 20

Les écarts qui existent entre les profondeurs ne signifient pas nécessairement des différences réelles dues à l'érosion ou à des déformations. Elles doivent provenir du fait que les forages ne sont pas exactement alignés sur une direction perpendiculaire à celle des pendages. En retenant des nombres moyens, on peut dire que la nappe alluviale externe, dans la presqu'île du Cap-Ferret, a sa surface à — 32 mètres et sa base à — 74 mètres, ce qui lui donne une puissance moyenne de 42 mètres.

De la rive orientale du bassin d'Arcachon au littoral sa base s'est donc abaissée de — 34 m. 50 à — 74 mètres, soit de 40 mètres. Cet abaissement n'est pas dû à l'érosion du fond rocheux, car l'Helvétien présente exactement la même inclinaison : la base de la Mollasse helvétique entre Taussat et Andernos est de — 83 mètres à — 86 mètres. Au Cap Ferret, dans les cinq forages cités, elle a été traversée à — 119 m. 10, — 114 mètres, — 114 m. 55, — 120 m. 40, — 113 m. 70, soit en moyenne 40 mètres plus bas. Enfin, la surface de la nappe alluviale présente la même inclinaison. La grande constance d'une épaisseur comprise entre 35 et 45 mètres permet de penser que la puissance originelle des alluvions devait être voisine de 50 mètres.

La nappe alluviale externe se poursuit vers l'Ouest au delà du littoral jusqu'à une distance et avec une puissance qui ne sont pas connues et qu'on ne peut évaluer. Elle doit s'étendre assez loin, car les dépôts ne sont pas ceux d'un fleuve ayant atteint son niveau de base. Elle doit également continuer à s'abaisser.

Résumé et conclusions

A l'Ouest des *terrasses de Léognan et de Mérignac*, on trouve une nappe alluviale caractérisée par une grande puissance et de grandes différences d'altitude.

Nous l'avons décrite dans sa portion la plus élevée (zone axiale), dans le versant occidental du Médoc (Sud), et enfin sur le littoral du Bassin d'Arcachon.

ZONE AXIALE

La position de la nappe alluviale dans la zone axiale peut être représentée dans la coupe III (fig. 5) ci-contre.

Le caractère essentiel de la nappe alluviale entre Hostens et Croix-d'Hins est sa grande épaisseur et ses déformations. Les différences d'altitude atteignent 30 mètres du sommet de la croupe de Baillet à Croix-d'Hins d'une part et à la dépression de Saint-Magne d'autre part.

Les inégalités de la surface de la nappe alluviale pourraient être dues à l'érosion des cours d'eau.

L'érosion remontante du bassin supérieur du Gua et d'un affluent de la Leyre, ayant atteint la zone axiale, y aurait ouvert une large brèche, ne laissant subsister, comme témoins de sa forme primitive, que les croupes de Curton au Sud et de Baillet au Nord (carte de la figure 3).

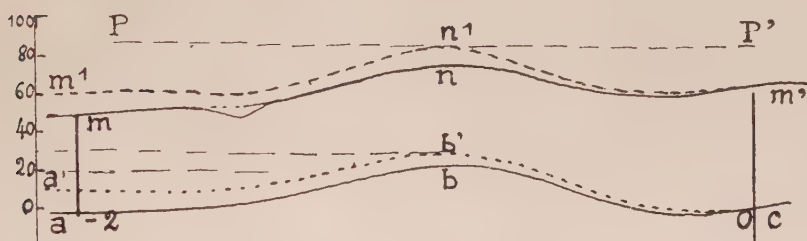


FIG. 5. — Coupe Hostens-Marcheprime (m' m)
et Hostens-Croix-d'Hins (m' m').

Echelle : L = 1/320.000^e; H = 1/4.000^e.

a b c, a' b' c' : fond rocheux (surface de l'Helvétien) (1). — m n m', m¹ n¹ m¹ : surface actuelle de la nappe alluviale.

La surface de la nappe alluviale se serait dans ce cas trouvée primitivement à une altitude sensiblement uniforme de 90 mètres représentée par la ligne *p p'*. On peut faire à cette interprétation trois objections d'ordre différent :

1° La nappe alluviale aurait atteint en *p* et *p'* une puissance de 90 mètres. Or les épaisseurs rencontrées dans les forages sont *toujours* nettement inférieures à ce nombre (en moyenne 50 mètres).

2° L'observation directe, quand on parcourt la région, donne l'impression très nette que l'on suit toujours la même nappe

(1) Les flexures accentuées et inégales de la ligne *a b c* de part et d'autre de Baillet sont tirées de la nécessité de raccorder le relèvement central avec la position de l'Helvétien au delà de Marcheprime et de Hostens (abaissement de — 2 à — 48 de Marcheprime au Porge et relèvement de 0 à + 50 d'Hostens à Saint-Symphorien).

argileuse et que celle-ci épouse les contours du relief représenté par les lignes $m n m'$ et $m^1 n^1 m'$.

3° Il serait difficile d'expliquer la coïncidence qui se trouve dans le fait que la surface de la nappe alluviale est d'une manière très approchée parallèle à celle du fond rocheux. Ce parallélisme constitue en effet le caractère dominant de la figure.

La solution qui s'impose à l'esprit est que la nappe alluviale et les couches miocènes sous-jacentes ont été entraînées dans les mêmes mouvements du sol qui les ont déformées simultanément. Le relèvement de la zone de Baillet s'expliquerait d'autant mieux qu'elle se trouve au voisinage de Villagrains et sur le prolongement de l'axe anticlinal crétacé de Landiras-Villagrains (fig. 1).

La croupe de Baillet et, d'une manière plus générale, les déformations importantes de la nappe alluviale dans la zone axiale, seraient les manifestations de mouvements du sol d'âge récent.

VERSANT OCCIDENTAL

La position de la nappe alluviale sur le versant occidental peut être mise en évidence par une coupe de direction Sud-Ouest-Nord-Ouest (fig. 2, III^a), allant de Béliet à Arès et passant par Salles, Mios, Biganos, Taussat et Andernos (coupe ci-contre, fig. 6).

Commentaire. — Le fond rocheux de la nappe alluviale est représenté par la ligne $H H'$ (1).

La position de l'Helvétien $B B' H H'$ montre qu'il faut admettre l'existence de déformations post-helvétiques.

(1) MM. GLANGEAUD et SAUGNAC [117] écrivent que la surface de l'Helvétien s'abaisse à Andernos à — 65 mètres. Il y a là une erreur d'interprétation. L'Helvétien est atteint à Taussat à — 41 mètres et à Andernos à — 34 m. 50. Trois forages récents, dont nous avons relevé les échantillons, ne laissent à cet égard aucun doute. Ce qui commence vers — 65 mètres, ce sont les grès mollassiques de l'Helvétien inférieur. Mais avant de les atteindre, on traverse une vingtaine de mètres de sables gris glauconneux et de sables fauves de l'Helvétien supérieur. Dans le forage de l'Ecole de plein air, ces deux couches ont ensemble 23 m. 70 (de — 28 mètres à — 51 m. 70) et renferment des fossiles de l'Helvétien.

Au bourg (f³), elles ont : 19 m. 50 (de — 34 m. 50 à — 54 mètres). On trouve ensuite à l'Ecole de plein air 30 mètres de mollasse (de — 51 m. 70 à — 81 m. 70) et au bourg 32 mètres (de — 54 mètres à — 86 mètres).

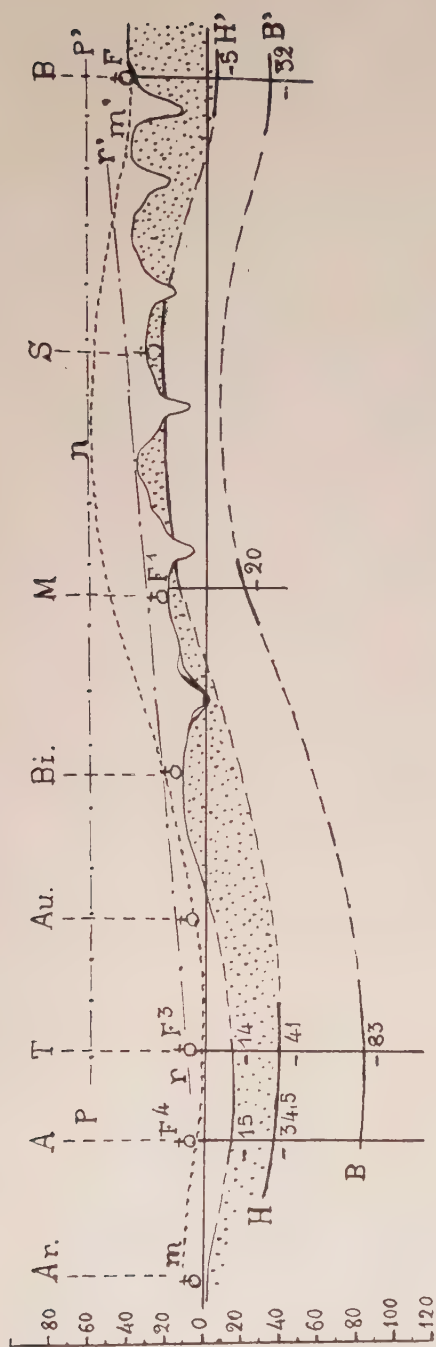


Fig. 6. — Coupe de la nappe alluviale et de l'Helvétien, de Béliet à Arès.

Echelle : $L = 1/320.000^{\circ}$; $H = 1/4.000^{\circ}$.

B : Béliet. — S : Salles. — M : Mios. — Au : Audenge. — T : Taussat. — A : Andernos. — Ar : Arès. — B B' : Partie supérieure du Burdigalien ou base de l'Helvétien. — H H' : Partie supérieure de l'Helvétien (Fond rocheux de la nappe alluviale). — m m' : Position reconstituée de la surface de la nappe alluviale (compte non tenu de l'érosion). — F, F', F'', F''' : Forages (F et F' d'après MM. GLANGEAUD et SAUGNAC). Dans la coupe ci-dessus les traits pleins représentent les faits d'observation, les traits discontinus montrent l'interprétation de ces faits et le trait pointillé la surface reconstituée de la nappe alluviale. Les traits r , r' et p , p' représentent des interprétations hypothétiques de la position de la surface des alluvions. Par rapport aux unités tectoniques représentées dans la figure 1 les différentes parties de la coupe occupent la position suivante : partie gauche, d'Arès à Biganos : synclinal de Bordeaux S; partie centrale Mios-Salles : prolongement de l'anticlinal de Villagrains A'. La partie droite, région de Béliet, est située en dehors du synclinal girondin.

La discussion peut porter sur la surface de la nappe alluviale. On pourrait concevoir trois positions : $r\ r'$, $p\ p'$ ou $m\ n\ m'$ qui est celle que nous avons adoptée.

La première est incompatible avec les faits. En effet, la surface de la nappe alluviale passe près de Salles en n ce qui renvoie à la position $p\ p'$. En outre la forte inclinaison de la ligne $r\ r'$ ne pourrait recevoir aucune explication.

La position $p\ p'$ paraît plus défendable. La nappe alluviale aurait moulé les ondulations tertiaires. L'érosion l'aurait ensuite ramenée aux proportions actuelles.

Les conséquences de cette position seraient les suivantes :

1° Les dépôts auraient eu une épaisseur de 100 mètres supérieure de 55 mètres à celle qu'ils ont dans les 10 forages du littoral.

2° Des dépôts fluviatiles auraient commencé à se déposer de 30 à 40 mètres au-dessous du niveau de la mer.

3° Il n'y a aucune raison pour que la surface de la nappe alluviale ait acquis un modelé sensiblement parallèle au fond rocheux, dont elle se trouvait primitivement indépendante.

En dehors de ces arguments d'ordre négatif, qui font écarter les positions $r\ r'$ et $p\ p'$, nous avons donné dans notre description les raisons qui concourent à l'adoption de la position $m\ n\ m'$.

Nous devons ainsi de nouveau conclure que *la nappe alluviale a été déformée postérieurement à son dépôt en même temps que son substratum tertiaire.*

Ces déformations sont expliquées par la structure tectonique de la partie occidentale de la Gironde. La zone anticlinale de Salles se trouve sur le prolongement de l'axe anticlinal Landiras-Villagrains-croupe de Baillet (fig. 5).

Le synclinal de Taussat-Andernos, le relèvement anticlinal d'Arès et le nouveau synclinal du Porge continuent à l'Ouest les déformations que nous avons rencontrées dans les coupes I, I^a, I^b, I^c, soit : le synclinal de Saucats-Léognan, le relèvement de Cestas-Gradignan et le synclinal de Mérignac-Martignas.

LITTORAL

Les caractères de la nappe alluviale, position et épaisseur, sur la bordure littorale sont résumés dans le tableau suivant :

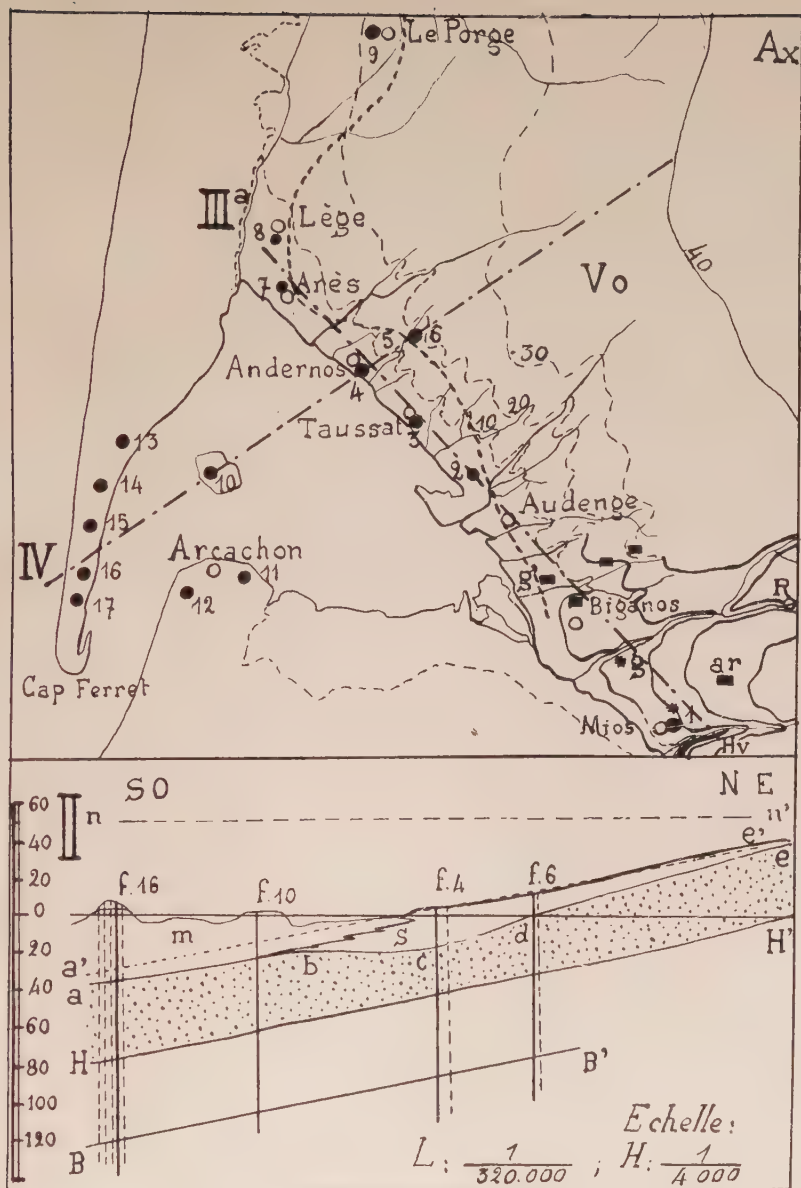


FIG. 7. — I Région du Bassin d'Arcachon.

Echelle : 1/320.000°.

Ax : zone axiale. — Vo : versant occidental. — ar : argile. — g : graviers. ● : forages 1 à 17. — Hv : Helvétien. — : courbes de niveau des alluvions anciennes. — : courbes de niveau du sable éolien. — : position approximative du zéro des alluvions anciennes. — II. Coupe IV. B B' : surface du Burdigalien. — H H' : surface de l'Helvétien. — a b c d e : surface actuelle des alluvions anciennes et a' e' : la surface primitive supposée. — m : dépôts marins. — s : sable éolien.

1^{er} Groupe de forages (Arcachon-Ile des Oiseaux) :

	Niveau supérieur	Base	Épaisseur
F. 11	— 15 m. 35	— 52 m.	36 m. 65
F. 10	— 20 m. 50	— 57 m.	36 m. 50
F. 12	— 24 m. 75	— 67 m. 25	42 m. 50

2^e Groupe de forages (Presqu'île du Cap-Ferret) :

F. 13	— 34 m. 10	— 71 m.	36 m. 90
F. 14	— 33 m. 50	— 75 m.	41 m. 50
F. 15	— 38 m. 45	— 77 m. 80	39 m. 35
F. 16	— 32 m.	— 74 m. 75	42 m. 75
F. 17	— 28 m. 80	— 72 m.	43 m. 20

Ces renseignements, rapprochés de ceux qui ont été fournis par les forages de la région d'Andernos, permettent de représenter dans une coupe Cap-Ferret-Andernos (fig. 7 — II) la position de la nappe alluviale.

Sur le trajet Cap-Ferret-Andernos, la nappe alluviale présente deux caractères essentiels : 1° elle est recouverte par des dépôts plus récents; 2° elle possède une forte inclinaison vers le Sud-Ouest.

1° Nous reporterons au chapitre consacré au Quaternaire moderne l'étude des dépôts marins *m* et continentaux *s* qui la recouvrent.

2° *L'inclinaison de la nappe alluviale reproduit d'une manière exacte le pendage des couches helvétiques B B'-H H'.*

Nous ne reprendrons pas l'argumentation développée dans la discussion de la coupe précédente pour montrer que *la position de la nappe alluviale a été acquise postérieurement à son dépôt.* Les arguments seraient les mêmes. En particulier, *si on admettait qu'elle occupe sa position originelle H H'-n n', il faudrait lui accorder une épaisseur primitive de 135 mètres, supposer une érosion uniforme de 85 mètres et accepter l'idée que des dépôts fluviaux auraient pu se déposer en gardant leurs caractères, à 75 mètres au-dessous du niveau de la mer. Cette interprétation est inadmissible.*

Nous considérons donc comme prouvé que des mouvements du sol, postérieurs à son dépôt, ont pu seuls donner à la nappe alluviale externe la position qu'elle occupe actuellement.

LIMITES DES TERRASSES DE LÉOGNAN ET DE MÉRIGNAC

*Leurs relations avec les nappes alluviales du versant occidental
et de la rive droite* (coupes II, II^a, II^b, fig. 8)

Terrasse de Léognan (coupe II)

La nappe alluviale de la zone axiale et du versant occidental que nous désignons par la lettre *N* a été représentée à la limite de la figure dans la coupe III (fig. 5), perpendiculaire à la coupe II.

Son contact avec la *terrasse de Léognan n*, ne peut être situé avec précision. Il n'y a pas de talus de séparation. Il est même très probable que la nappe argileuse qui termine la *terrasse de Léognan* l'a recouverte par débordement jusqu'à une assez grande distance vers l'Ouest.

La limite occidentale de la *terrasse de Léognan* est donc approximative. Elle se place dans la zone où le fond rocheux *R* présente son maximum d'élévation et commence à s'abaisser vers l'Est.

A l'Est, la nappe alluviale externe de la rive droite couronne la falaise *F* qui borde le fleuve. Près de Quinsac elle s'élève à 90 mètres et son épaisseur atteint une trentaine de mètres. Le fond rocheux est constitué par le Calcaire à Astéries dont la surface se trouve au voisinage de 60 mètres. L'Aquitanien et les Marnes subordonnées ont été détruites par l'érosion.

Le fond rocheux de la terrasse de Léognan prolongé rencontre la falaise F en R'', vers 30 mètres, soit 30 mètres plus bas que la surface a du Calcaire à Astéries de la rive droite.

Mais l'écart entre la nappe *N* et la nappe *n* n'est pas si grand qu'il le semble au premier abord. Il n'est que de 15 mètres entre *a* et *R* (bord externe), soit 60 mètres — 45 mètres. De plus il se réduit encore si on tient compte de l'inclinaison du fond rocheux vers l'Ouest. La coupe II traverse en effet, obliquement à son axe le bassin miocène de Léognan-Saucats. Elle fait ressortir l'abaissement vers l'Ouest des différents terrains qui le composent. La nappe alluviale externe *N* suivait cette inclinaison dans la partie où elle a été détruite par la nappe *n*.

La terrasse de Léognan est donc postérieure à la nappe alluviale externe de la rive droite, mais l'intervalle de temps qui les

sépare doit être bien moindre qu'on pourrait le penser d'après la grande différence d'altitudes de leurs fonds rocheux sur les deux rives.

Terrasse de Mérignac (coupe II^a)

Les relations entre la *terrasse de Mérignac* et la nappe alluviale de la zone axiale et du versant occidental *N* sont les mêmes que dans la coupe précédente et donnent lieu aux mêmes observations. En particulier, la zone axiale abaissée à 50 mètres a dû être recouverte par les argiles du bord externe de la nappe *n*. *A partir de cette région la nappe n recouvrira la nappe N d'une couche de dépôts qui ira en croissant en épaisseur vers le Nord-Ouest.*

La base de la nappe alluviale externe *N*, au sommet de la falaise *F* du Calcaire à Astéries, ne peut pas être toujours repérée avec précision en raison des éboulis et des poches de décalcification qui pénètrent profondément le Calcaire. Mais à 1 kilomètre environ à l'Est, trois forages situés sur un alignement Nord-Sud, l'ont rencontrée à 54 m. 20 (Lormont), 47 m. 50 (Cenon) et 52 m. 55 (Bouliac).

Le fond rocheux R R' de la terrasse de Mérignac prolongé vers l'Est, rencontre la falaise F vers 30 mètres, soit 20 à 25 mètres plus bas. L'épaisseur des dépôts sur la rive droite est de 15 m. 45 à Bouliac (cote 68). Au voisinage, elle atteint 25 mètres (cote 75). La puissance primitive était certainement bien plus grande.

La terrasse de Mérignac se trouvait donc dominée à l'Est par une falaise dont le sommet constitué par la surface de la nappe alluviale N s'élevait au-dessus de 80 mètres.

D'après l'aspect géographique actuel sa formation semble séparée par un long intervalle de temps de celle de la nappe *N*. Mais ici, plus encore que dans la coupe précédente, il faut tenir compte des déformations et de l'inclinaison des couches. La coupe II^a, ainsi que le montre la position des terrains miocènes, traverse le synclinal de Mérignac dans la direction même de son axe. Sa limite orientale est constituée par une zone anticlinale qui a joué un rôle directeur pendant tout le Tertiaire. Elle résulte de l'existence permanente d'une zone d'affaissement sur la rive gauche et d'une zone de moindre abaissement sur la rive droite, dans la direction Bruges-Blanquefort.

Cet accident est mis en évidence par la base *b b'* du Calcaire à

Astéries, bien repérée dans les forages f. 1 (Lormont), f. 2 (Docks), f. 3 (Le Bouscat), f. 4 (Caudéran-Parc Bordelais). Sa surface *a a'* reproduit, en l'atténuant, la flexure située entre les forages f. 3, f. 4.

C'est contre la zone anticlinale ainsi formée que sont venues expirer les mers aquitaniennes et burdigaliennes. Le relèvement anticlinal a constitué également un obstacle au cours du fleuve de la terrasse de Mérignac, lequel s'est trouvé rejeté vers le Nord-Ouest, sur l'emplacement des anciennes lignes de rivage r du Miocène inférieur.

La limite orientale de la terrasse de Mérignac a donc coïncidé sensiblement avec celle du synclinal miocène de Mérignac. Ce fait va se trouver confirmé dans la coupe suivante :

Limites nord et sud de la nappe alluviale de Mérignac-Léognan (coupe II^b) : Eysines, Saucats, Villagrains.

Limite nord. — Le fond rocheux de la nappe alluviale *n* se trouve à Eysines vers 25 mètres. Sur l'autre rive de la Jalle, entre le Taillan et Blanquefort, il s'élève 10 mètres plus haut. Mais il a été fortement réduit par l'érosion. En effet, la base *b* du Calcaire à Astéries, dans la zone anticlinale de Lormont à Blanquefort, s'est élevée de 12 mètres. Sa surface se trouvait également plus élevée, mais plusieurs assises ont été détruites. On en trouve la preuve dans le fait qu'un niveau à *Scutella striatula*, très constant dans la région de Bordeaux, s'y trouve en surface, tandis qu'à Lormont, il occupe la position *S* (coupe II^a).

Il faut donc se représenter dans cette région une nappe alluviale ancienne N dominant, comme à Lormont, la plaine alluviale de Mérignac. Celle-ci était formée par un fleuve qui prenait une direction SE-NO, parallèle à celle de la zone anticlinale, en suivant sensiblement l'ancien rivage aquitainien.

De Bordeaux à Eysines il taillait ainsi sur la rive droite une falaise *F'* qui prolongeait la falaise *F'* de la coupe II^a.

Limite sud. — La terrasse de Léognan ne dépasse pas l'anticlinal de Villagrains. Au Sud du pointement crétacé, le fond rocheux *R*¹ s'abaisse rapidement. La coupe passe entre Hostens, où il est à zéro, et Saint-Symphorien où il est remonté au voisi-

nage de 50 mètres. Les alluvions de la nappe N ont une épaisseur de 60 mètres environ.

Position du fond rocheux et puissance des dépôts caractérisent une nappe alluviale N différente de celle de Léognan et déjà décrite dans la zone axiale (croupe de Baillet).

L'emplacement des dépôts de lignite de cette région vient confirmer cette distinction. A Villagrains, les troncs transportés par flottaison reposent sur le Crétacé, à la base de la terrasse de Léognan. A Hostens et à Saint-Magne, en deux points situés en dehors de la coupe mais occupant les positions altimétriques L et L', ces dépôts ligniteux sont autochtones et placés au sommet de la nappe alluviale N. Les bois flottés de Villagrains doivent provenir de forêts analogues à celles de Hostens, détruites par le fleuve qui creusait un nouveau cours en recoupant la nappe alluviale ancienne dans la direction du Nord-Ouest.

L'anticlinal crétacé de Villagrains fut l'élément directeur de cette nouvelle orientation.

A Villagrains, les bancs de calcaire compact offrirent une grande résistance à l'érosion. Les couches littorales aquitaines et miocènes furent facilement attaquées. *La rive occidentale du fleuve occupa rapidement l'emplacement des anciens rivages miocènes. Le fleuve se déplaça ensuite vers l'Est.*

La partie centrale de la coupe II^b traverse le synclinal de Léognan-Saucats dans une direction perpendiculaire à son axe et la bordure orientale du synclinal de Mérignac. Entre les deux, la région de Gradignan forme une zone anticlinale que l'érosion a entamée.

Elle fait encore ressortir *l'abaissement, du Sud vers le Nord, des terrasses de Léognan et de Mérignac, faible pour la première et accentué pour la seconde. L'inclinaison porte à la fois, avec le même degré, sur le fond rocheux R R' et la surface de la nappe alluviale. Ce double caractère fait penser que la position de la nappe alluviale n'a été modifiée que postérieurement à son dépôt.*

En résumé, le fleuve de la nappe n a traversé et détruit la nappe N en suivant vers le Nord-Ouest la direction du synclinal de Bordeaux S et des anticlinaux A' et a' qui le limitent (fig. 1) au Sud et au Nord.

L'étendue de la nappe alluviale ainsi formée coïncide sensiblement avec celle des bassins miocènes de Léognan et de

Mérignac. Les unités tectoniques qui fixèrent les limites de ces bassins exercèrent également une action directrice sur le fleuve de la nappe alluviale n.

Vers le Nord-Ouest, la nouvelle nappe vient recouvrir la nappe N. Les rapports entre les deux nappes vont être étudiés dans le Moyen et le Bas-Médoc.

MOYEN ET BAS-MÉDOC (fig. 9)

La région que nous allons étudier maintenant constitue la partie occidentale du Médoc au Nord de la ligne *a b* (fig. 2). Elle est limitée à l'Est par le talus *T* (fig. 2) et à l'Ouest par l'Océan. La plus grande partie de cette région se trouve comprise dans le quadrilatère *h i j k* (fig. 1) représenté dans la carte au 1/320.000^e de la figure 9.

Nous y distinguerons deux parties : le Moyen-Médoc et le Bas-Médoc. La première est sensiblement limitée au Nord par la zone anticlinale de Couquèques (*a'*, fig. 1). La deuxième s'étend de cette zone à la Pointe de la Négade (6 kilomètres au SO de Soulac).

PARTIE MOYENNE DU MÉDOC

De Blanquefort à Castelnau

BORDURE ORIENTALE (ZONE DES GRAVIERS CAILLOUTEUX)

De Blanquefort à Avensan la limite orientale de la nappe alluviale externe ne peut pas être tracée avec précision. L'érosion, les éboulis et le sable éolien ont détruit ou masqué le talus limite.

On trouve cependant sur la bordure, des croupes caillouteuses dont l'alignement marque sensiblement la limite orientale. Ce sont celles qui entourent le bourg de Blanquefort (de 30 à 39 mètres) et, vers le Nord, celles de Peybois (36 mètres), de Sénéjac (32 mètres), du Moulin de Sieujan (34 mètres), de Rebichon (31 mètres), de Baran (37 mètres) et d'Avensan (31 mètres).

Le fond rocheux, constitué par le Calcaire à Astéries, apparaît au Sud, à Blanquefort, à 30 mètres; au Nord, à Avensan, à 26 mètres et à l'Est, dans les vallées transversales, entre 26 et 30 mètres.

La route de Bordeaux à Soulac est tracée parallèlement à la bordure orientale à 2 kilomètres à l'Ouest.

A la sortie du Taillan, après s'être élevée de 30 à 40 mètres, la route suit, sur une distance de 2 kilomètres, un plateau étalé à une

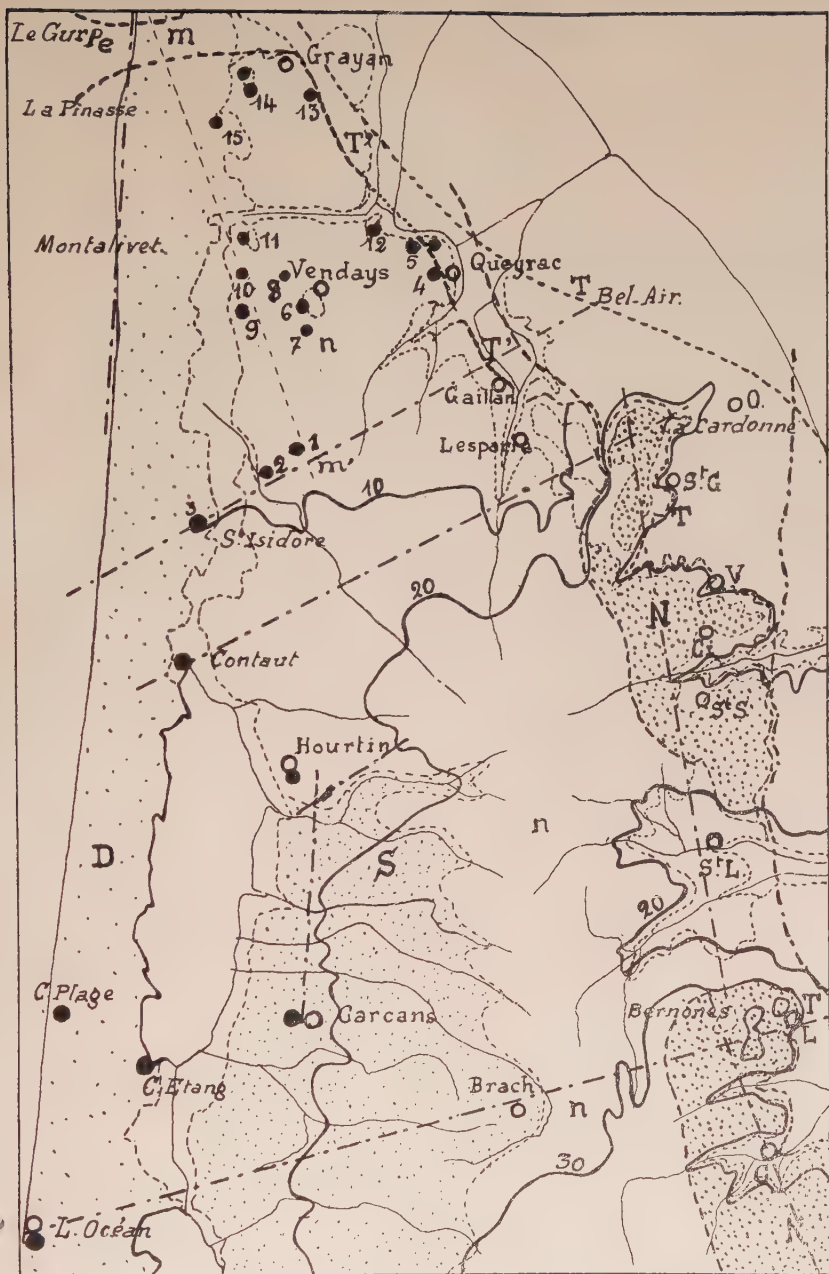


FIG. 9. — La nappe alluviale externe dans le Moyen et Bas-Médoc
(fig. 2 : h i j k).

Echelle : 1/320.000.

• : forages. — N n : nappes alluviales formant la nappe alluviale externe.
— T et T' : talus oriental des deux nappes alluviales N et n. — D :
dunes modernes. — S : sable éolien épais de 2 à 10 mètres. — O C : Cas-
telnaud. — L : Listrac. — S'-L : Saint-Laurent. — S'-S : Saint-Sauveur. —
Ci : Cissac. — V : Vertheuil. — S'-G : Saint-Germain. — O : Ordonnac.
— : Coupes V, V^a, V^b. — VI, VI^a, VI^b (fig. 12, 13, 16).

altitude de 40 à 42 mètres. Le sol graveleux permet des cultures variées.

Plus loin, autour de Louens, une nouvelle croupe caillouteuse, plantée de vigne, se trouve à l'altitude de 32 à 35 mètres. L'érosion a emporté ici près de 10 mètres de dépôts. De part et d'autre de Louens deux vallons s'abaissent jusqu'à 27 et 28 mètres.

Le lit des ruisseaux est creusé dans le sable éolien et ne montre pas le fond rocheux. Cela ne veut point dire que celui-ci, dans la région traversée, se trouve à une altitude plus basse. Nous rencontrerons de nombreux exemples où une érosion assez récente, qui a creusé profondément le fond rocheux, se trouve cachée par un apport postérieur de sable éolien. *Il y a superposition de deux réseaux hydrographiques d'âges différents.*

Au delà de la vallée de la Jalle de Ludon jusqu'à Castelnau, sur une distance de 10 kilomètres, s'étale une plaine boisée sensiblement horizontale à une altitude moyenne de 36 mètres. Les alluvions sont généralement masquées par une mince couche de sable éolien. Dans les dépressions, qui sont l'amorce de vallons, le dépôt atteint une épaisseur de 1 à 2 mètres. Par contre les graviers sont à nu dans les portions plus élevées de la plaine alluviale. Les travaux de creusement pour la pose de pylones d'une ligne à basse tension ont atteint partout la nappe alluviale, sous une épaisseur de 0 à 1 m. 50 de sable éolien.

A l'Ouest de la route de Bordeaux-Soulac, la plaine alluviale se poursuit avec les mêmes caractères mais à une altitude légèrement supérieure, soit 49 mètres à Cujac, 45 mètres à Segonne et 43 mètres au Terme Nord.

Les graviers argileux sont exploités en plusieurs points sous une mince couche de sable éolien. Mais étant à une altitude de 10 mètres plus élevés que les graviers caillouteux du bord oriental ils appartiennent à un niveau plus élevé de la nappe alluviale.

Le fond rocheux est visible au Sud et au Nord dans les bassins des Jalles de Saint-Médard et de Castelnau.

Au Sud, sur la rive gauche de la Jalle, de Saint-Médard à Blanquefort, il est en moyenne à 30 mètres avec un maximum à 36 mètres entre le Taillan et Blanquefort. Au Nord dans la vallée de la Jalle, à Castelnau, le Calcaire à Astéries apparaît sous les graviers à une altitude comprise entre 25 et 30 mètres. C'est à cette altitude qu'on le rencontre à l'Est sur la rive des ruisseaux de Ludon, d'Arsac et d'Avensan. De Saint-Médard-Blanquefort à Castelnau-Avensan, le Calcaire à Astéries forme par conséquent une table sensiblement horizontale à une altitude voisine de 30 mètres. Les différences expriment des déformations locales des couches tertiaires. Elles ne sont pas assez importantes pour représenter des phases différentes de creusement.

ZONE AXIALE

A l'Ouest de la bordure orientale, la nappe alluviale présente des caractères nouveaux. Elle forme la zone des argiles et des lagunes déjà rencontrée à l'extrémité de la coupe I^b (fig. 4). Les argiles forment entre Segonne, Salaunes et Macavin un plateau sensiblement horizontal à l'altitude moyenne de 45 mètres (altitude maxima 48 mètres). Elles se poursuivent vers le Nord-Ouest en s'abaissant rapidement; elles sont à 40 mètres à Sadouillan, 37 mètres à Cordes, 32 mètres à Ludée (8 kilomètres à l'Ouest de Castelnau) et 28 mètres à Las Tiouleyres (2 kilomètres à l'Est de Brach).

De Salaunes à ce dernier point, l'abaissement de la nappe alluviale est de 18 mètres (de 46 mètres à 28 mètres) pour une distance de 14 kilomètres. Son inclinaison moyenne est donc de 1 m. 3 par kilomètre.

A Sainte-Hélène, la nappe argileuse est encore à 40 mètres. Elle n'est pas homogène : elle est interrompue par des bandes de sables graveleux de direction SE-NO.

Dans la région de la zone axiale le fond rocheux n'est pas connu. Cependant si on tient compte du pendage des couches tertiaires il doit s'abaisser de 25 mètres, à l'Est, au voisinage de zéro, sur l'alignement Sainte-Hélène-Brach. L'inclinaison serait ainsi de 2 m. 5 par kilomètre.

L'épaisseur des dépôts augmente donc rapidement vers l'Ouest et atteint de 30 à 40 mètres. Celle des argiles de la partie supérieure est de 0 à 10 mètres (forage de Salaunes).

VERSANT OCCIDENTAL

A l'Ouest de Sainte-Hélène, dans la direction de Lacanau, des phénomènes d'érosion et de comblement empêchent de suivre la continuité de la nappe alluviale.

Deux faits importants sont cependant à retenir. L'érosion des cours d'eau du versant occidental a détruit une partie des alluvions, creusé des bassins et ouvert des estuaires qui ont été comblés partiellement par le sable éolien. Ces différents phénomènes seront étudiés dans le chapitre consacré au Quaternaire moderne.

L'altitude à laquelle on trouve les alluvions indique surtout l'importance de l'érosion. Deux forages ont atteint la nappe alluviale externe à — 12 m. 50 au Porge et à — 32 mètres à Lacanau-Océan.

Entre ces deux points un puits creusé au Grand-Bernos sur la rive occidentale de l'étang de Lacanau l'a rencontrée à + 4 mètres. C'est également à cette altitude qu'on la trouve au Nord de l'étang de Lacanau sous le marais de Talaris et jusqu'au Sud de l'étang de Hourtin.

Le second fait important à noter est la position de la base de la nappe alluviale externe. Le fond rocheux a été atteint dans les deux forages du Porge et de Lacanau-Océan à — 48 m. 50 et — 52 m. 50.

Si on considère que l'altitude de 4 mètres, qui est assez constante autour de l'étang de Lacanau, représente sensiblement la surface de la nappe alluviale, l'épaisseur des dépôts était primitivement de 50 mètres environ. Le fond rocheux s'est abaissé de 78 mètres de Saint-Médard au Porge et de 80 mètres de Castelnau à Lacanau-Océan sur une même distance de 32 kilomètres. Son inclinaison vers l'Ouest est donc de 2 m. 3 par kilomètre, soit la même que du bord oriental à la zone axiale.

Résumé. — Les principaux faits relevés dans cette description de la nappe alluviale externe, dans la région comprise entre Blanquefort-Le Porge au Sud et Castelnau-Lacanau-Océan au Nord, peuvent être réunis dans le tableau suivant :

RÉGION	ALTITUDE MOYENNE		FOND ROCHEUX (moyenne)		ÉPAISSEUR DES DÉPÔTS (moyenne)		COMPOSITION DES ALLUVIONS
	S.	N.	S.	N.	S.	N.	
1 Bordure orientale { E. O. (largeur moyenne : 8 km.)	30 m.	30 m.	35 m.	26 m.	0 m.	0 m.	Graviers caillouteux
2 Zone axiale (largeur moyenne : 18 km.)	40 m.	30 m.	0 m.	0 m.	40 m.	30 m.	sommet : argile panachée (5 à 10 mètres) partie moyenne : sables graveleux
3 Versant occidental { E... O..... .. (largeur moyenne : 20 km.)	40 m.	30 m.	0 m.	0 m.	40 m.	30 m.	partie inférieure : sables verts argileux et gravier

La première partie (bordure orientale) se distingue nettement des deux autres par la position de son fond rocheux et par la composition de la nappe alluviale. La deuxième et la troisième parties, par la continuité de leur fond rocheux et par l'homogénéité des dépôts, sont inséparables.

Tout se passe comme si on se trouvait en présence de deux phases d'alluvionnement nettement distinctes, l'une antérieure à l'Est et l'autre postérieure à l'Ouest.

Nous aurons à vérifier ce fait et à chercher la signification des deux nappes alluviales.

Région de Listrac

BORDURE ORIENTALE

De Castelnau à Listrac la bordure orientale de la nappe alluviale externe est nettement marquée par un talus d'érosion couronné par le Calcaire à Astéries.

A l'Ouest de Castelnau, sur la route de Brach, autour du hameau de Lambert, à une altitude comprise entre 30 et 35 mètres, les dépôts sont constitués par des graviers ou un cailloutis accompagné d'un sable grossier maigre.

Aux abords de la route Bordeaux-Soulac, jusqu'à Brouqueyran, les mêmes dépôts forment une petite plaine alluviale à une altitude moyenne de 35 mètres. Leur épaisseur varie de 1 à 5 mètres, de l'Est à l'Ouest; le fond rocheux commence en effet à se relever vers le Nord et se trouve au voisinage de 30 mètres entre le Château Mauvesin et Brouqueyran.

Au delà de Brouqueyran, de Fon-Réaux à Fourcas, au Nord de Listrac, la route traverse pendant trois kilomètres une nouvelle plaine alluviale étalée à une altitude moyenne de 40 mètres. La partie la plus élevée se trouve au Moulin de la Grêle à 43 mètres (la cote 47 à la Borde est inexacte).

Les dépôts, exploités sur le bord de la route, sur une épaisseur de 2 à 3 mètres, sont constitués par des graviers caillouteux. Leur épaisseur ne dépasse pas 5 à 6 mètres : le fond rocheux, visible dans le talus de Fon-Réaux, sur la bordure orientale et dans le vallon de Listrac, se trouve à une altitude moyenne de 35 mètres.

Plaine alluviale graveleuse et fond rocheux se prolongent sur une distance de 3 kilomètres à l'Ouest de Listrac. L'affleurement de Calcaire à Astéries de Bernones marque leur limite occidentale.

Le fond rocheux, sur l'alignement Avensan-Lambert au Sud, se trouve près de 10 mètres plus bas que sur l'alignement Listrac-Bernones au Nord. Au delà vers Saint-Laurent il s'abaisse de nouveau rapidement à 20 mètres. On se trouve en effet ici sur la zone anticlinale de Listrac dont l'axe dirigé SO-NE passe par Peyrelevade à l'Est de Listrac (*a*², fig. 1).

La nappe alluviale moule cet accident, lequel formant un dôme largement étalé dans la région de Listrac, ne se prolonge pas vers l'Ouest. Dans cette direction, au delà de l'alignement de Lambert-Bernones, les couches tertiaires du substratum s'abaissent rapidement et la nappe alluviale qui les recouvre présente des caractères nouveaux. On peut la suivre sans interruption jusqu'à Brach en par-

tant de Bernones ou de Lambert. Nous allons suivre ce second itinéraire (route de Castelnau à Brach).

ZONE AXIALE

Quelques centaines de mètres après Lambert le paysage change brusquement. Les croupes graveleuses plantées de vigne ou de cultures diverses font place à une plaine faiblement inclinée vers l'Ouest et recouverte par la forêt de pins.

La nappe alluviale constituée par un sable graveleux et argileux, verdâtre ou jaunâtre apparaît dans les fossés de la route sous une couche de sable éolien de 0 m. 25 à 0 m. 50. Elle s'abaisse faiblement avec une inclinaison de 1 mètre par kilomètre, de 35 mètres à Lambert à 30 mètres à Lartigue.

On pénètre alors dans une zone de lagunes sensiblement horizontale, étalée à une altitude moyenne de 28 mètres. Le sol, sous une mince couche de sable éolien, est constitué par une argile compacte bleuâtre et jaunâtre exploitée en différents endroits pour la fabrication des tuiles (Las Tiouleyres-Touleron).

Ces argiles sont la continuation de celles que nous avons décrites de Salaines à Brach. Elles font partie de la zone axiale. Le réseau hydrographique représenté dans la carte de la figure 9 montre qu'elles constituent une zone de partage des eaux.

VERSANT OCCIDENTAL

A Brach, à l'altitude de 25 mètres, on se trouve déjà sur le versant occidental dans la partie supérieure du cours des « Crastes » et des « Berles » qui se jettent dans les étangs.

De Brach à Carcans le sol s'abaisse seulement de 25 mètres à 19 mètres sur une distance de 10 kilomètres. Cette faible inclinaison est due à l'accumulation croissante du sable éolien dont l'épaisseur passe de 1 mètre à Brach, à 6 mètres à Carcans.

Au-dessous de ce revêtement la nappe alluviale conserve sensiblement la même inclinaison vers l'Ouest. Un forage creusé au bourg de Carcans l'a rencontrée sous 6 mètres de sable éolien à la profondeur de 13 mètres, soit 11 mètres plus bas qu'à Brach. Sa partie supérieure est composée, comme dans la zone axiale, par une argile bleuâtre, verdâtre et jaunâtre épaisse de 6 mètres.

Enfin, des forages creusés au Sud de l'étang de Hourtin ont atteint les mêmes argiles sous 12 mètres de sable éolien à une altitude absolue de 3 à 4 mètres.

La nappe alluviale s'abaisse donc régulièrement vers l'Ouest en passant de 28 mètres à Brach (Las Tiouleyres) à 13 mètres à Carcans-bourg et à 4 mètres à Carcans-Etang. Son abaissement est ainsi de 16 mètres pour 12 kilomètres et de 24 mètres pour 20 kilo-

mètres, soit une inclinaison moyenne de 1 m. 2 à 1 m. 3 par kilomètre.

Le fond rocheux de Bernones à Lacanau-Océan s'abaisse de 85 mètres environ sur une distance de 28 kilomètres soit une inclinaison de 3 mètres par kilomètre. La pente est supérieure à celle qu'on avait observée plus au Sud entre Saint-Médard et Lacanau-Océan (2 m. 3). Ce fait montre l'ennoyage vers l'Ouest de l'axe anticlinal de Listrac-Blaye.

En résumé, dans la région comprise entre Castelnau et Listrac, à l'Est, et Lacanau-Océan et Carcans, à l'Ouest, les dépôts alluviaux présentent les mêmes caractères que dans la région située immédiatement au Sud.

On y distingue également deux nappes alluviales qui forment l'une, à l'Est, la bordure orientale et l'autre, à l'Ouest, la zone axiale et le versant occidental.

Le léger relèvement du fond rocheux et de la plaine alluviale de la bordure orientale est dû à l'existence d'un bombement dans la région de Listrac.

Région de Saint-Laurent

BORDURE ORIENTALE ET ZONE AXIALE

En suivant la route de Bordeaux-Soulac, immédiatement après Fourcas (Listrac), on quitte la nappe alluviale N qui forme un petit plateau à l'altitude de 40 mètres autour de Laborde et on pénètre dans le bassin hydrographique de la Jalle de Saint-Laurent.

C'est un bassin largement ouvert à l'Est dans lequel l'érosion a emporté les alluvions anciennes dans toute la partie orientale. Il est tout entier compris dans un synclinal tertiaire situé entre l'anticlinal de Listrac (α^2 , fig. 1) au Sud et une zone anticlinale de la région de Saint-Sauveur (α^3 , fig. 1).

Les terrains tertiaires s'y trouvent donc abaissés du Sud vers le Nord jusqu'à Saint-Laurent, puis relevés de Saint-Laurent à Saint-Sauveur. D'autre part ils ont été dénudés par l'érosion dans la partie centrale du bassin hydrographique récent.

Si les alluvions remaniées et le sable éolien n'étaient pas venus les recouvrir, ils formeraient un affleurement continu dont les limites suivraient sensiblement la courbe de niveau de 20 mètres. Au centre du bassin ils s'abaisseraient même jusqu'à 15 mètres.

A l'intérieur de cette courbe les lits des nombreux cours d'eau sont creusés dans le Calcaire à Astéries. Les bancs calcaires apparaissent en de nombreux points dans les berges (ces affleurements ne figurent pas sur la Carte géologique).

Depuis les Quatre-Moulins jusqu'à Saint-Laurent, le Calcaire à Astéries est visible entre 20 et 10 mètres aux abords de la route; il n'est recouvert que par une mince couche de sable éolien.

Dans la vallée des deux cours d'eau collecteurs, la Jalle de Benon au Sud et la Jalle de Saint-Laurent au Nord, les bancs calcaires sont traversés par l'érosion jusqu'à leur base au voisinage de zéro.

Mais les différents niveaux auxquels on les trouve dans la partie centrale du bassin entre 20 mètres et 0 mètre indiquent seulement l'importance de l'érosion récente. Ils ne peuvent être retenus dans une étude du fond rocheux de la nappe alluviale externe.

Au Sud, le contact des alluvions en place avec les terrains tertiaires, peut s'observer à Donissan et aux Quatre-Moulins.

A Donissan le fond rocheux, constitué par l'Eocène supérieur, se trouve à une vingtaine de mètres. Des graviers sableux et caillouteux jaunâtres épais de 4 à 5 mètres y forment de petites croupes dont l'une porte la cote 25.

Aux Quatre-Moulins, on trouve un petit étalement de graviers à l'altitude de 20 à 22 mètres. C'est un lambeau témoin dont l'épaisseur ne dépasse pas 3 mètres.

Dans la partie occidentale de la bordure sud du bassin de Saint-Laurent, les observations précises sont impossibles : la forêt et la lande couvrent le sol d'un manteau de végétation ininterrompu; le sable éolien y forme une couche épaisse. Cette région forme en effet une zone déprimée comprise entre 18 et 25 mètres. Elle est dominée au Sud par les graviers caillouteux de la terrasse de Listrac que nous avons vus à l'altitude de 40 mètres sur un fond rocheux de 35 mètres. Un talus de 10 à 15 mètres de dénivellation, de direction Est-Ouest, est nettement formé.

Cette différence d'altitude sur une courte distance fait penser que l'on se trouve en présence de deux phases de creusement nettement distinctes.

Il ne s'agit pas de dépôts situés à des altitudes différentes parce qu'ils moulent un fond rocheux déformé par un accident tectonique antérieur : *cette bordure sud fait suite à la région de Donissan où on voit un fond rocheux dû à l'érosion et situé 15 mètres plus bas que celui de la terrasse N qui le domine à l'Ouest.* De plus, le fleuve de la terrasse de Donissan coulait dans la direction SE-NO en recoupant la nappe alluviale N formée par un fleuve de direction EO.

A l'Ouest, sur toute la largeur du synclinal de Saint-Laurent, on trouve une nappe alluviale continue qui fait partie de la zone axiale du Médoc.

C'est une région sensiblement horizontale d'une largeur de 5 à 6 kilomètres et d'une altitude comprise entre 30 mètres au Sud, et 25 mètres au Nord.

Les eaux, sans écoulement, y forment de nombreuses lagunes.

En hiver, elles recouvrent toute la zone axiale sans qu'il soit possible de situer exactement la séparation entre le bassin hydrographique de Saint-Laurent à l'Est et ceux des cours d'eau de versant occidental.

En surface le sol est constitué par du sable éolien. Mais la couche est peu épaisse et laisse apercevoir la nappe alluviale dans les parties les plus élevées.

A l'Est, sur l'alignement Bernada-Mourlan-Semignan, à une altitude comprise entre 18 et 22 mètres, les alluvions sont constituées par des graviers sableux plus ou moins argileux. C'est la partie inférieure de la nappe alluviale, correspondant aux graviers de Donissan et des Quatre-Moulins.

Les couches qui sont au-dessus sont formées de dépôts plus fins et plus argileux. L'argile y forme des zones assez étendues. On l'a exploitée à la Tuilerie au Sud (30 mètres), à la Tuilerie de Cariol au centre (25 mètres) et au Pey de la Tuilerie au Nord (27 mètres).

Mais les argiles ne forment pas une nappe continue. Dans la partie la plus élevée de la zone axiale, on trouve en surface du sable argileux plus ou moins graveleux recouvert seulement d'une couche de 0 m. 50 de sable éolien.

VERSANT OCCIDENTAL

Au delà de la zone axiale, vers l'Ouest, le sol s'abaisse avec une faible pente pour arriver à Hourtin vers 18 mètres. L'inclinaison est donc la même qu'entre Brach et Carcans (de 25 à 19 mètres). Mais cette uniformité est plus apparente que réelle. Alors que la nappe alluviale ne se trouve à Carcans qu'à 13 mètres sous 6 mètres de sable éolien, elle est à Hourtin en surface à une altitude moyenne de 18 mètres, soit 5 mètres plus haut.

Les sables éoliens de comblement ne dépassent pas la Berle de Cailloa ou de Lupian.

Le versant nord du bassin de ce cours d'eau est constitué, sauf au voisinage des berges, par des sables graveleux. Ces dépôts forment des croupes de 2 à 3 mètres de relief généralement occupées par la vigne : Pey Camin, Pey Blanc, Pey de Bourdieu, Pey de Garcins, Vignolles.

Le terme de Pey, très commun dans le Bas-Médoc, désigne des témoins de la nappe alluviale qui dépassent faiblement la surface de la lande nivelée par un revêtement de sable éolien (1).

Le schéma suivant (fig. 10) précise leur signification.

(1) Dans le Médoc les termes de Pey, Puch, Poujeau, Pouyalet, désignent des éminences de faible relief. Ils s'apparentent au latin *podium* et au celtique *puich* ou *puech*.



FIG. 10. — Région des « Pey », P, à l'Est de Hourtin.

A : alluvions anciennes. — S : sable éolien. — c : clairières habitées et cultivées. — f : forêt de pins.

La formation des Pey résulte donc de deux phénomènes : une érosion inégale de la surface de la nappe alluviale et un transport de sable éolien.

Les parties déprimées sont souvent l'amorce de vallées d'érosion. La Berle de Lupian a creusé son bassin dans la nappe alluviale ainsi que le montre la coupe ci-dessous (fig. 11).

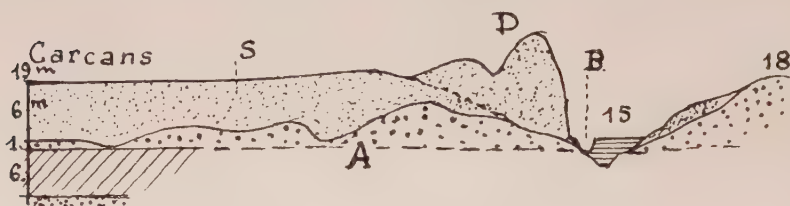


FIG. 11. — Coupe entre Hourtin et Carcans.

A : alluvions anciennes. — S : sable éolien. — D : dunes. — B : Berle de Lupian.

L'abaissement d'altitude de la surface des alluvions est donc dû simplement à l'érosion.

Au-dessus de la nappe d'argile que nous avons suivie de Salaunes à Carcans, on trouve d'autres dépôts plus grossiers. A Carcans il reste seulement 1 mètre de sable graveleux au-dessus de l'argile. A Hourtin l'érosion ayant été moins importante on trouve plusieurs mètres.

A Contaut, à 6 kilomètres au Nord-Ouest de Hourtin, un forage a rencontré la nappe alluviale à 14 mètres sous 2 m. 50 de tourbe et de sable éolien du Quaternaire moderne. Il a traversé 4 mètres de sable argileux et de gravier, puis 1 m. 50 d'argile surmontant une dizaine de mètres de sable argileux et de graviers. Le fond rocheux n'a pas été atteint, à — 1 mètre. D'après les pendages des couches tertiaires, il devrait se trouver de — 10 à — 20 mètres.

En résumé, la nappe alluviale externe sur le territoire des communes de Saint-Laurent et de Hourtin présente trois aspects différents.

A l'Est, de 18 à 23 mètres en moyenne, les versants du bassin hydrographique de la Jalle de Saint-Laurent montrent les graviers caillouteux de la partie inférieure.

Au centre, dans la zone axiale, on trouve des argiles et des sables graveleux étalés à une altitude moyenne de 27 mètres.

Enfin, sur le versant occidental, des sables graveleux recouvrent un banc d'argile (1 m. 50 à 6 mètres), lequel surmonte des sables argileux et des graviers (15 mètres à 20 mètres).

Le fond rocheux s'abaisserait de 15 mètres à l'Est à — 20 mètres dans la région de Hourtin, soit une pente de 2 m. 2 par kilomètre.

Ces nombres sont inférieurs aux nombres correspondants de la région de Listrac.

De Saint-Laurent (Le Puy) à Lesparre (La Cardonne, 4 kilomètres à l'Est)

Dans la partie orientale, la nappe alluviale externe est bien individualisée car le fond rocheux est visible en de nombreux points.

SAINT-LAURENT-SAINT-SAUVEUR

De Saint-Laurent (Nord) à Saint-Sauveur, la limite orientale de la nappe alluviale externe n'est pas marquée dans le relief du sol. Pour la situer il faut tenir compte des aspects du sol et de la position du fond rocheux.

Elle doit se placer dans une zone Nord-Sud de 1 kilomètre de large comprise entre deux lignes passant l'une à l'Ouest par le Moulin de Sieujan, le Moulin de Cassanot, Fournas et Junlande et l'autre à l'Est par Perganson, Brouyau et Beyré.

La première traverse un pays usé par l'érosion. On y trouve des croupes graveleuses d'une altitude moyenne de 30 mètres et des dépressions où le sol, rendu imperméable par le phénomène d'aliotisation, est recouvert par une végétation de « Lande ».

Le substratum calcaire constitué par le Calcaire à Astéries apparaît en plusieurs points entre les croupes caillouteuses à une altitude de 22 mètres à 25 mètres.

La seconde ligne traverse un pays différent. C'est une plaine faiblement ravinée dont le sol est constitué par un cailloutis grossier d'une épaisseur de 8 à 10 mètres. Le fond rocheux de cette nappe alluviale, constitué par les argiles mollassiques de l'Oligocène inférieur, se montre à une altitude de 12 à 15 mètres dans les vallées de Perganson au Sud et de Beyré au Nord.

On peut donc considérer que la limite orientale de la nappe alluviale externe est jalonnée par les croupes caillouteuses du Moulin de Saint-Laurent (24 mètres), de Mascara (28 mètres), du Moulin de Cassanot (30 mètres) et de Guérin (27 mètres).

A l'Est de Saint-Sauveur, la plus élevée atteint 34 mètres (Moulin de Créon). L'épaisseur des alluvions varie de 1 à 6 mètres.

A l'Ouest, la route de Bordeaux à Lesparre traverse une région d'aspect différent. Elle s'élève de Saint-Laurent à Ballac de 6 à 26 mètres sur le versant nord, recouvert par des éboulis, du bassin de Saint-Laurent.

A partir de Ballac elle suit un plateau sensiblement horizontal à une altitude moyenne de 25 mètres, constitué en surface par des alluvions remaniées et du sable éolien d'une épaisseur de 1 à 2 mètres.

Le fond rocheux, dans l'ensemble, est sensiblement horizontal à une altitude moyenne de 24 mètres. Là où il est plus bas, à la Cardine, dans la vallée supérieure du ruisseau du Breuil, il a été démantelé par une érosion récente et recouvert par des dépôts remaniés et du sable éolien.

CISSAC-VERTHEUIL

La limite orientale de la nappe alluviale externe sur le territoire de ces deux communes est marquée par une falaise continue couronnée par la table de Calcaire à Astéries. Celle-ci se trouve, sur la bordure même, à une altitude moyenne de 28 mètres (La Rivaux, Coutelin, Lugagnac). A l'Ouest, elle s'est légèrement abaissée : la route la suit à une altitude de 23 mètres.

La nappe alluviale externe forme également, près de la bordure orientale, des croupes caillouteuses largement étalées. Les mieux caractérisées sont celles de Luc et des Gunes, de part et d'autre de Cissac, de Picourneau et de la Gravière au Sud de Vertheuil.

Mais l'érosion a été plus intense qu'au Sud. Les dépôts ont une faible épaisseur et le fond rocheux apparaît partout entre les croupes.

A l'Ouest, la pose de la ligne à haute tension a permis d'observer les rapports des dépôts alluviaux avec la table de Calcaire à Astéries.

En plusieurs points, à Buradey, Nodriz, Gauran, Lagune, les creusements de 2 mètres de profondeur ont atteint le Calcaire. Entre ces points, celui-ci est recouvert par des dépôts alluviaux, dans les parties les plus élevées, ou par du sable éolien, dans les dépressions.

Les inégalités de la surface du fond rocheux tiennent à deux causes : une érosion contemporaine de sa formation et une érosion postérieure.

Dans le premier cas, on trouve des poches de décalcification rem-

plies de sable rouge et d'une argile de couleur ocre. Dans le second, le calcaire raviné est recouvert directement par un sable alluvial argileux de couleur bleuâtre. (La pose des pylones ayant nécessité le creusement de quatre trous de 2 mètres de profondeur et à 2 mètres de distance les uns des autres a rendu possible des observations précises et nombreuses).

Enfin, pendant le Quaternaire récent la table de Calcaire à Astéries a été entamée par le creusement des vallées. A Nodriz, dans la partie supérieure du cours d'un ruisseau, le creusement a atteint 5 à 6 mètres. La vallée a été comblée ensuite par du sable éolien. Aux abords de la route, l'épaisseur de ce dépôt est de 1 à 3 mètres.

Ces faits sont identiques à ceux que nous avons observés au Sud, du Taillan à Castelnau.

SAINT-GERMAIN-D'ESTEUIL-LESPARRE

La limite des communes de Vertheuil et de Saint-Germain-d'Esteuil suit le ruisseau de la Toudeille dont nous avons vu le cours supérieur à Nodriz. Sur sa rive gauche à partir de la Toudeille on retrouve la falaise de Calcaire à Astéries qui continue celle des communes de Cissac et de Vertheuil. L'érosion lui a donné une forme très sinueuse. Elle forme un saillant jusqu'à Miqueu, puis un rentrant de Miqueu à l'Hôpital et enfin, au Nord, un saillant qui s'avance vers Ordonnac jusqu'à l'affleurement p^{th} de la Carte géologique (la Carte sur ce point est inexacte).

Le contact de la nappe alluviale externe et du Calcaire à Astéries se trouve, près de la bordure, à une altitude moyenne de 24 mètres.

D'Artiguillon à l'Hôpital on ne rencontre que des dépôts remaniés, mélangés avec du sable éolien et des produits de décalcification du sous-sol. Selon la prédominance de ces différents éléments on a des sols calcaires ou graveleux plantés en vigne ou des sols sableux avec des bois de pins.

Les alluvions en place et en couche épaisse ne se rencontrent qu'au Nord, à la Cardonne, où elles forment un petit plateau caillouteux sensiblement horizontal à l'altitude de 33 mètres.

(La cote de 44 mètres indiquée au Nord de la Cardonne est inexacte).

Le fond rocheux s'abaisse lentement vers l'Ouest : il est encore à 20 mètres sur la ligne Artiguillon-Canquillac. De Lagune à Liard, soit de 20 à 16 mètres, les pylones de la ligne à haute tension atteignent tous le Calcaire à Astéries.

Près de Saint-Gaux, dans deux creusements, on trouve des lambeaux d'alluvions en place : graviers caillouteux à Lagune et sables argileux verdâtres au carrefour de Saint-Gaux. Au delà, jusqu'à Liard, l'affleurement de Calcaire à Astéries est continu. Près de ce hameau, un revêtement peu épais de sable éolien vient le recouvrir.

Ces différents faits reproduisent ceux que nous avons observés dans la région située immédiatement au Sud. Ici, les phénomènes d'érosion ont été seulement plus intenses. De plus, l'inclinaison du fond rocheux est plus accentuée.

Mais au delà de Liard-Canquillac-Preuillac on trouve des caractères nouveaux. A la sortie du hameau de Liard la route descend un talus qui l'abaisse de 7 à 8 mètres. On pénètre ainsi dans une plaine dont Saint-Trélody occupe le centre et que traverse la courbe de niveau de 10 mètres. Le fond rocheux sur la ligne de Plassan-Fongrouse-Saint-Trélody-Coulon est à 8 mètres.

Les dépôts alluviaux sont bien conservés à l'Est de Saint-Trélody. A Plaisance ils consistent en des graviers sableux maigres. A l'Est du Château Vernon ils sont plus épais et plus grossiers et forment une croupe caillouteuse à l'altitude de 15 mètres.

La présence d'un talus d'érosion, l'abaissement brusque du fond rocheux et la différence de composition des alluvions, font penser qu'on se trouve en présence d'une phase de creusement postérieure à celle de la nappe alluviale de la bordure orientale suivie sans interruption de Saint-Sauveur à la Cardonne.

Par rapport à cette nappe et à son fond rocheux, la *terrasse de Saint-Trélody* occupe la même position que les alluvions du synclinal de Saint-Laurent par rapport à la *terrasse de Listrac*. Ce rapprochement se trouve justifié par le fait que la *terrasse de Saint-Trélody* se prolonge vers l'Ouest où elle se raccorde à la zone axiale de la région de Saint-Laurent.

A l'Ouest de la route de Lesparre, de Ballac (Saint-Laurent) à Liard (Saint-Germain) on trouve en effet une plaine alluviale qui prolonge la zone axiale du Médoc. Elle s'abaisse faiblement du Sud-Est au Nord-Ouest passant de 25 mètres au Sud (route de Pauillac à Hourtin) à 20 mètres au Nord (route de Lesparre à Hourtin). Les sables éoliens la recouvrent d'une couche mince dans les parties élevées et épaisse de 1 à 2 mètres dans les portions déprimées.

Sous les sables éoliens on trouve des sables graveleux plus ou moins argileux.

A l'Est, l'érosion du bassin de l'Hervaut (ruisseau de Lesparre) n'a laissé que des lambeaux de la nappe alluviale. Ce sont les graviers de sa partie inférieure qu'on trouve autour de Saint-Trélody.

Sur le versant occidental, la nappe alluviale s'abaisse jusqu'à 18 mètres à Hourtin et 14 mètres à Contaut. Elle serait encore à une dizaine de mètres sur la ligne du littoral si une érosion, cachée par la chaîne dunaire, n'était pas venue la détruire.

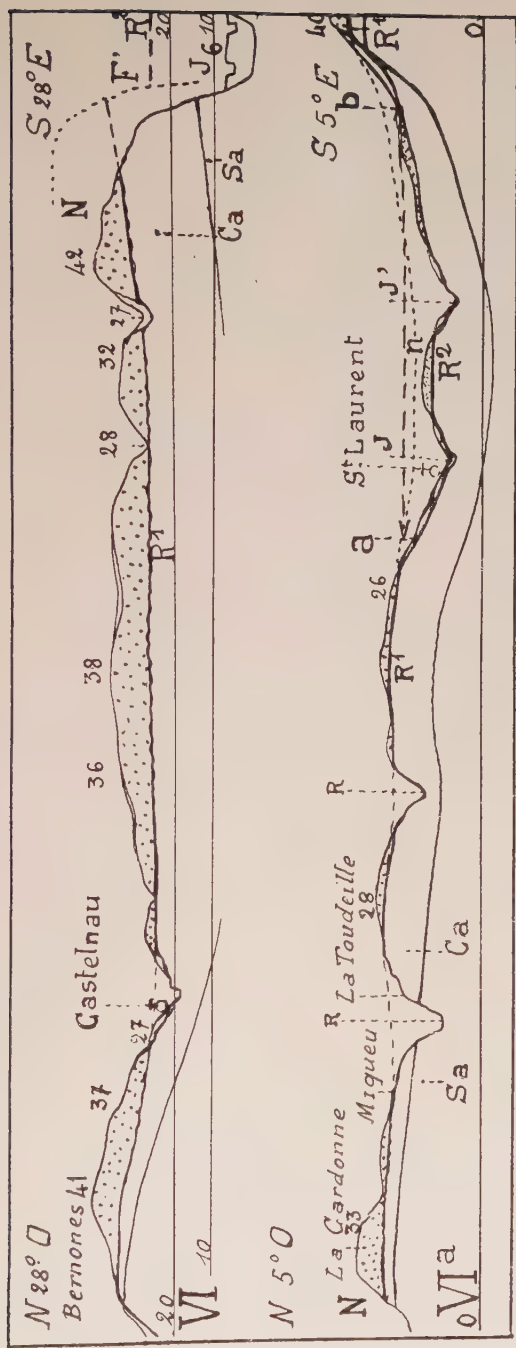


FIG. 12. — La nappe alluviale externe dans la partie orientale du Médoc.

Coupe VI. Le Taillan, Castelnau, Ouest de Listrac. Echelle : $L = 1/160.000^{\circ}$; $H = 1/2.000^{\circ}$.

Coupe VI^a. Ouest de Listrac, Saint-Laurent, La Cardonne. Echelle : $L = 1/160.000^{\circ}$; $H = 1/2.000^{\circ}$.

N : nappe alluviale prolongeant celle de la rive droite (terrasses de Canon-Lormont). — n : deuxième nappe alluviale (terrasses de Léognan-Mérignac). — R¹, R² : fond rocheux des nappes N et n. — J : Jalles de Saint-Médard, Blanquefort et de Saint-Laurent. — R : ruisseaux. — Sa : Sannoisien. — Ca : Calcaire à Astéries (Stampien).

Résumé et conclusions

Dans le Moyen-Médoc, de Blanquefort à Lesparre, on trouve deux nappes alluviales : l'une, à l'Est, qui est formée par des dépôts caillouteux et l'autre qui couvre de ses argiles sableuses la zone axiale et le versant occidental.

NAPPE ALLUVIALE DE LA BORDURE ORIENTALE : NAPPE N

Les caractères de cette nappe sont résumés et mis en évidence dans les coupes VI et VI^a (fig. 12).

1° *Coupe VI*. — Au Sud, où elle débute près de l'extrémité de la coupe II^b (fig. 8), on peut voir la *terrasse de Mérignac* avec son fond rocheux *R* qui vient finir au pied de la falaise *F'* surmontée de la nappe *N*.

Le fond rocheux se trouve là vers 35 mètres; il s'abaisse ensuite d'une dizaine de mètres pour remonter de nouveau de Castelnau à Listrac. Le relèvement du fond rocheux, au Sud et au Nord, fait ressortir les deux anticlinaux transversaux de Bruges et de Listrac (*a*¹, *a*², fig. 1). Il fait également penser que la ligne *R*¹ représente, non un profil longitudinal, mais le profil transversal du fleuve, au cours assez rapide et de direction Est-Ouest, qui aurait recouvert de ses dépôts la partie occidentale du Bassin girondin.

La nappe alluviale ainsi formée a été démantelée : la partie conservée ne dépasse pas quelques mètres d'épaisseur, elle a en moyenne 10 mètres à l'Ouest de la route de Bordeaux à Lesparre.

2° *Coupe VI^a*. — Elle s'amorce près de Bernones (Listrac) à l'extrémité de la coupe précédente. Mais en pénétrant dans le synclinal de Saint-Laurent de *a* en *b*, elle traverse une nappe alluviale dont le fond rocheux est de 15 mètres, en moyenne, plus bas que celui de la nappe *N*.

Elle retrouve cette dernière après Saint-Laurent et la suit jusqu'à la Cardonne. Le fond rocheux *R*¹, par ses déformations, fait ressortir les anticlinaux transversaux de Listrac-Saint-Sauveur, Couquèques (*a*², *a*³, *a*⁴, fig. 1) et le synclinal de Pauillac *S'* (fig. 1). Il représente comme au Sud un profil transversal. L'érosion a emporté la plus grande partie de la nappe alluviale *N* : il n'en reste que des lambeaux de quelques mètres d'épaisseur.

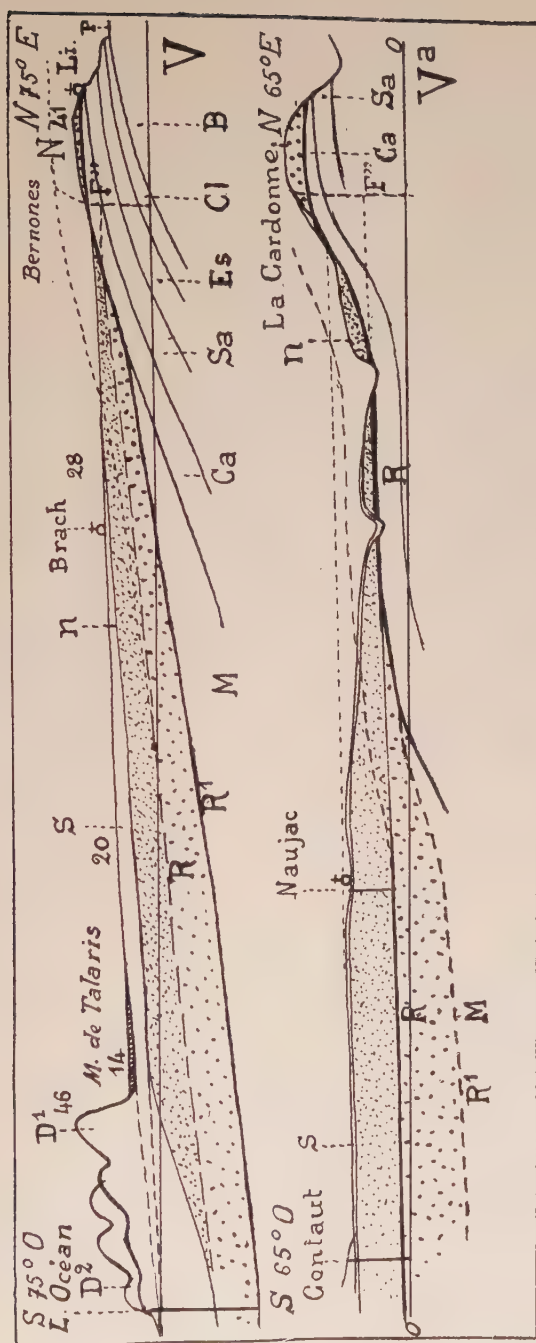


FIG. 13. — La nappe alluviale externe dans le Moyen-Médoc.

Coupe V. Bernones (Listrac), Lacanau-Océan. Echelle : $L = 1/200.000^{\circ}$; $H = 1/4.000^{\circ}$.

Coupe V^a. La Cardonne (Est de Lesparre), Contaut. Echelle : $L = 1/140.000^{\circ}$; $H = 1/2.000^{\circ}$.

N, n : nappes alluviales et leur fond rocheux R¹ et R. — S : sable éolien de revêtement. — D¹ : dunes anciennes. — D² : dunes modernes. — Terrains tertiaires : B : calcaire de Blaye du dôme de Peyrelevalde (P), près de Listrac (Li). — Cl : Calcaire lacustre de Plassac. — Es : Eocène supérieur. — Sa : Sannoisien. — Ca : Calcaire à Astéries (Stampien). — M : Miocène. — P^a : falaise d'érosion qui aurait été formée si le fleuve de la nappe n avait attaqué sa rive droite comme dans la région de Bordeaux.

Limites. — Dans les régions traversées par les coupes VI et VI^a, la limite orientale est marquée par un talus T taillé aux dépens de l'Oligocène inférieur. Il est dû au creusement du fleuve de la nappe alluviale interne qui a pris la direction Sud-Nord perpendiculaire à celle du fleuve de la nappe N.

La limite occidentale est moins précise. Elle se définit cependant assez nettement dans les coupes transversales V et V^a (fig. 13).

NAPPE ALLUVIALE DE LA ZONE AXIALE
ET DU VERSANT OCCIDENTAL : NAPPE n

La nappe alluviale *n* après avoir formé la *terrasse de Mérignac et de Salaunes* (extrémité des coupes I, I^a et I^b, fig. 4) s'est étalée dans le Moyen-Médoc en recouvrant la zone axiale et le versant occidental.

Ses caractères essentiels et ses relations avec la nappe N, qui la limite à l'Est, sont résumés et représentés dans les coupes V et V^a (fig. 13).

Dans ces deux coupes la partie orientale est constituée par la nappe N avec ses dépôts caillouteux et son fond rocheux voisin de 30 mètres.

La séparation entre les deux nappes N et *n* est marquée par les affleurements de Calcaire à Astéries de Bernones (coupe V) et de Lafon (coupe V^a).

Si le fleuve de la nappe *n* avait appuyé vers l'Est et attaqué sa rive droite, il aurait formé une falaise *F''* qui reproduirait les aspects géographiques définis avec la *terrasse de Mérignac* (coupe II^b, fig. 8).

A l'Ouest, la nappe N a été en partie détruite et recouverte par la nappe *n*. Dans la masse des dépôts, dont l'épaisseur va croissant vers l'Ouest pour atteindre 52 mètres sur le littoral (à Lacanau-Océan), on ne peut savoir la part qui revient à chacune des deux nappes.

Dans la coupe V la ligne *R*¹ est donc hypothétique. Dans la coupe V^b, on commence à trouver dans les forages, à Naujac, le niveau ligniteux qui sépare les nappes N et *n*. Mais ce ne sera que dans les coupes V^b et VI^b (fig. 16) que la séparation sera nettement définie.

Conclusion. — Le caractère dominant des nappes alluviales N et *n* dans les coupes V et V^a et en particulier dans la coupe V est leur forte inclinaison vers le Sud-Ouest.

L'inclinaison du fond rocheux R^1 (coupe V) est en moyenne de 2 m. 3 par kilomètre. Il n'y a aucun rapport entre cette pente, qui est celle d'un cours d'eau à régime torrentiel, et la finesse relative des dépôts.

La surface de la nappe n est inclinée à la fois vers le Nord (profil longitudinal) et vers l'Ouest (profil transversal) avec une pente de 1 m. 3 par kilomètre.

Cette inclinaison est également incompatible avec le dépôt de l'épaisse couche d'argile qui constitue la partie supérieure de la nappe n . Cette argile avait dû être déposée par un fleuve voisin de son niveau de base, c'est-à-dire possédant une très faible pente.

Enfin, les alluvions fluviales qui se trouvent à — 52 mètres sur la ligne du littoral ont dû se déposer primitivement au-dessus du niveau de la mer.

Ces différents faits prouvent que la position occupée actuellement par les nappes N et n a été prise postérieurement à leur formation et qu'elle est le résultat de mouvements du sol. La grande épaisseur des dépôts dans la région littorale fait penser également que ces mouvements ont consisté en particulier dans un abaissement de la partie occidentale du Médoc contemporain de la formation des nappes N et n .

Ces conclusions sont identiques à celles que nous avons tirées de l'étude de la région du Bassin d'Arcachon.

BAS-MÉDOC

(fig. 9, 14, 15, 16, 17)

Nappe alluviale N

La coupe V^b est distante de 4 km. 400 de la précédente et lui est parallèle. Elle en diffère par la disparition de la nappe alluviale N dont nous avons vu un témoin bien conservé à la Cardonne (cote 33). Alluvions et fond rocheux ont été détruits par l'érosion. Il en reste cependant un vestige à l'extrémité de la coupe, à la butte de Bel-Air. Un lambeau de Calcaire à Astéries y a été repéré à une altitude voisine de celle de la Cardonne, soit vers 22 mètres. De plus, au sommet et sur les pentes ouest et nord-ouest, le sol est parsemé de petits cailloux, seuls restes d'une ancienne nappe alluviale.

La destruction de la nappe N a été facilitée par l'inclinaison des couches vers l'Ouest. La butte de Civrac se trouve en effet située à la fois sur le flanc sud-ouest de la direction anticlinale

α' (fig. 1) et sur le bord du petit bombement local de Bégadan qui est jumelé avec celui de Couquèques.

Au premier accident, on doit le pendage général des couches vers l'Ouest et au second, l'accentuation de l'inclinaison et la déformation des couches. Le résultat de cette double action est l'abaissement à zéro de la base du Calcaire à Astéries, au voisinage de Gaillan, et une double flexure des couches, l'une entre Gaillan et Civrac, l'autre à l'Ouest de Blanc. Cette dernière a dû former la limite du bassin miocène.

Au Nord-Ouest de la butte de Civrac on trouve une plaine alluviale qui par son altitude et la position de son fond rocheux appartient, ainsi que nous le verrons, à la nappe alluviale interne.

La nappe *N*, détruite par des creusements postérieurs à sa formation, ne se retrouve plus par conséquent dans le Médoc au delà de la butte de Bel-Air.

Nappe alluviale *n*

Sur le territoire des communes de *Lesparre* et de *Gaillan* la nappe alluviale *n* est limitée à l'Est par un affleurement continu de Calcaire à Astéries. Avant le creusement du bassin d'alluvions modernes de Queyrac la nappe alluviale devait s'étendre jusqu'en *R'*. Le Calcaire à Astéries s'abaisse de 10 mètres, à l'Est de Lesparre, à 4 mètres au Nord-Ouest de Gaillan. Le témoin de la nappe alluviale *n* le plus avancé vers l'Est se trouve sur la butte de Prignac, à l'altitude de 13 mètres.

Un second, plus important, forme un petit plateau, entre Saint-Trélody et Uch. Le gravier qu'on y exploite est accompagné de sable calibré maigre, provenant visiblement du remaniement d'une nappe antérieure (*N*).

A l'Ouest de la ligne *Lesparre-Gaillan-Queyrac*, on trouve une plaine alluviale continue étalée à une altitude moyenne de 8 mètres. Elle s'est donc encore abaissée d'une dizaine de mètres depuis la coupe précédente (la Cardonne-Contaut). Les dépôts consistent en graviers caillouteux plus ou moins grossiers. Ils forment de petites croupes d'une altitude de 8 à 10 mètres (nom local, *Pey*). Les plus caractéristiques se trouvent autour de Blanc et de Rouman.

A l'Ouest de Rouman, les alluvions sont recouvertes d'une couche peu épaisse de sable éolien ancien. C'est le domaine de la fougère, de la bruyère et de la forêt de pins.

Cependant, en certains points, le sommet des croupes reste à nu. Ailleurs, les creusements de mares, de fossés ou de puits rencontrent les alluvions sous une épaisseur de 1 à 2 mètres de sable éolien.

A Taste-Corneille (*p. 1*) à une altitude de 9 mètres on a traversé les couches suivantes :

Sol arable. Sable éolien et alluvions remaniées . . .	1 m.
Sable graveleux, argileux	6 m.
Banc de lignite (troncs d'arbres couchés)	1 m.
Argile bleue.	

A la Bresquette (p. 2) à 1 km. 500 au Sud-Ouest, le sable éolien recouvre 4 mètres d'argile sableuse appartenant à la couche 2.

Au pied de la chaîne dunaire à l'altitude de 10 mètres, à Saint-Isidore (p. 3) un forage a rencontré les mêmes couches, soit :

Sable éolien (récent et ancien)	4 m. 75
Sable argileux, graveleux	3 m. 05
Banc de tourbe	0 m. 80
Argile bleue	4 m. 60
Sable graveleux	1 m.

Enfin, sur le littoral on trouve une argile verdâtre portant un niveau tourbeux dans lequel sont enracinés des restes de troncs d'arbres. Par sa situation, ce niveau tourbeux recouvre la couche 2, laquelle est devenue argileuse comme à la Bresquette.

Au Nord de la coupe, sur le territoire de *Queyrac*, le Calcaire à Astéries de la bordure orientale a été entaillé d'une dizaine de mètres par un cours du fleuve de la nappe alluviale interne. A l'Ouest de cette ligne, de Salbert à Larnac, le creusement de différents puits a traversé les couches suivantes :

Salbert (p. 4) :

Sable, gravier et cailloutis	3 m. 60
Argile bleue	0 m. 80

Dez (p. 5) :

Sable	0 m. 70
Argile bleue et jaune	2 m. 20

Larnac (p. 5') :

Sable	1 m.
Argile bleue	0 m. 70

Largentière (p. 5'') :

Sable et gravier fin	3 m.
Argile	1 m. 20

Dans tous ces puits le fond rocheux, constitué par le Calcaire à Astéries, se trouve de + 2 à + 3 mètres.

En surface on trouve, entre 6 et 9 mètres, une petite plaine alluviale composée de graviers caillouteux et formant de petites croupes analogues à celles de Blanc. Vers l'Ouest, aux abords de la route de Lesparre à Soulac, de l'Escapon à Semian, l'érosion

a atteint le fond rocheux qui se trouve à + 5 mètres à l'Escapon et à + 3 mètres au Dez.

Les puits de la commune de *Vendays* à l'Ouest de Queyrac fournissent de nouveaux renseignements qui montrent la continuité des mêmes couches :

Toupet (p. 6) fig. 9 :

Sol et gravier : 1 mètre; argile bleue et jaune : 2 m. 30.

Soc (p. 7) :

Sable grossier : 2 mètres; argile : 1 m. 50.

Pointou (p. 10) :

Sable éolien : 1 mètre; argile bleue : 2 mètres; sable graveleux.

La Moulineyre (p. 8) :

Sable éolien : 1 mètre; sable : 2 m. 50; argile : 1 m. 50; sable.

La Naude (p. 9) :

Sable éolien, alios : 1 m. 30; sable : 0 m. 50; niveau tourbeux, argile, sable graveleux.

La composition des alluvions est sensiblement la même qu'à Queyrac, Saint-Isidore et Taste-Corneille. Mais à Vendays et à Queyrac les dépôts sont moins épais. La couche superficielle a été en particulier fortement démantelée par l'érosion. En certains endroits, mieux conservée, elle forme des croupes à très faible relief (Pey-du-Haut, Pey-du-Vert...). Autour du bourg de Vendays, qui est à l'altitude de 5 mètres, à Soc, Toupet, Laouba, etc., le Calcaire à Astéries n'est recouvert que par une couche remaniée de 1 à 2 mètres d'épaisseur.

Il reparaît dans la même position plus au Nord, sur la rive du Marais de la Perge, au Bois de Berlitz et au débouché du chenal du Gua, à Merlazac. Ces affleurements ne figurent pas sur la Carte. Au Bois de Berlitz (p. 11) on trouve les couches suivantes : sol arable, 0 m. 60; alios, 0 m. 70; gravier, 0 m. 50; argile, 0 m. 50 avec à la base une mince couche de grave.

A Merlazac (p. 12) le Calcaire à Astéries n'est recouvert que par une couche de sable remanié de 0 m. 50 à 1 mètre d'épaisseur. Les pylônes de la ligne à haute tension, dans la traversée du marais, sont implantés dans le Calcaire. De part et d'autre de la route, en bordure du marais les alluvions, épaisses de 2 à 3 mètres, forment une petite croupe graveleuse.

Au Nord du chenal du Gua, sur le territoire des communes de *Vensac* et de *Grayan*, les renseignements sont concordants.

Le fond rocheux se retrouve en face de Merlazac, à la Condaille, sur la rive nord du chenal du Gua. Il a été entaillé de la Condaille à Daugagnan (p. 13) par un creusement postérieur déjà signalé à Queyrac. Aucun talus ne permet de distinguer en surface la séparation des deux nappes alluviales. Seuls les puits, les forages et les exploitations profondes permettent de la situer. De Daugagnan à Videau vers l'Ouest le fond rocheux est près de la surface du sol, dont l'altitude ne dépasse pas 4 à 5 mètres. A Daugagnan, il se trouve à une altitude de 3 mètres.

A Videau (p. 14) il est recouvert par les couches suivantes :

Sol arable formé de sable éolien noirci par l'humus	0 m. 50
Argile bleue et jaune	1 m. 30
Sable argileux, graveleux	1 m. 50

Dans deux autres puits distants d'une centaine de mètres du précédent, le Calcaire était recouvert par 2 m. 60 de sable. Dans ce dernier l'érosion a donc enlevé la totalité de la nappe alluviale. On constate également que le fond rocheux est affecté d'un léger relèvement.

De Vensac à Grayan, la nappe alluviale présente la même composition qu'au Sud. A Tuilières, on trouve les couches suivantes : graviers, sable grossier, argile blanche et jaune, sable. Au bourg de Vensac, le puits de la Poste a traversé les mêmes couches. A La Lande, au Nord, les deux premières ont été détruites. Le sol arable recouvre directement une couche d'argile épaisse de 4 mètres.

A l'Ouest, le revêtement de sable éolien est très mince. De part et d'autre du chemin de Vendays à Soulac, les graviers de la couche supérieure apparaissent en de nombreux points. Ils sont exploités, à une altitude de 6 mètres environ, à l'intérieur même de la chaîne dunaire (p. 15) entre l'étang de la Barreyre et la dune de même nom. Ils disparaissent sous la dune. Les sables argileux qu'on voit en coupe sur le littoral à la Pinasse, à la même altitude, sont le prolongement des graviers argileux de la Barreyre.

En résumé, dans le Bas-Médoc, entre la bordure orientale T' T' et la chaîne dunaire, la nappe alluviale n présente une position et une composition très constantes. Sur le bord externe, le fond rocheux est faiblement incliné vers le Nord-Ouest. Il est à 10 mètres à l'Est de Lesparre, à 6 mètres à Gaillan, à 3 mètres à Queyrac et à 1 mètre au Sud de Vensac. Il se relève à 2 et 3 mètres au Sud et à l'Ouest de Grayan.

Sur le bord de la chaîne dunaire il s'abaisse du Nord au Sud. Il est au voisinage de zéro à l'Ouest de Vendays et vers — 4 mètres à Saint-Isidore.

Dans l'ensemble il forme par conséquent un plan faiblement incliné vers le Sud-Ouest.

Les dépôts, malgré l'érosion qui les a plus ou moins démantelés, ont une composition très homogène. En général, ils comprennent les assises suivantes :

- | | |
|---|----------|
| 4. Sable éolien | 1 m. |
| 3. Gravier, sable argileux ou argile sableuse | 1 à 5 m. |
| 2. Argile bleue, jaune ou blanche | 1 à 4 m. |
| 1. Sable graveleux | 1 à 2 m. |

A l'Ouest, à Saint-Isidore, Taste-Corneille et la Naude, entre la couche 2 et 3, on trouve un niveau tourbeux à une altitude qui ne dépasse pas 2 mètres.

La nappe alluviale disparaît à l'Ouest sous la chaîne dunaire. Quand elle reparait en coupe dans la falaise littorale, elle s'y présente sous des aspects très variés qui ont donné lieu de longues controverses et à des interprétations différentes. Une étude détaillée du littoral est nécessaire à la fois pour résoudre les problèmes anciens et pour préciser la composition des alluvions anciennes à l'extrémité du Médoc.

Les alluvions anciennes du littoral du Bas-Médoc, de la Pointe de la Négade à Saint-Isidore.

Les alluvions anciennes du littoral sont surtout connues par deux de leurs couches caractéristiques : l'*Argile du Gurp* et la tourbe de Montalivet. Pour comprendre la signification de ces deux formations, il faut les replacer dans l'ensemble dont elles font partie.

De nombreux auteurs, HARLÉ, DULIGNON-DESGRANGES, LALANNE, WELSCH et SAINT-JOURS ont décrit et donné la coupe de la petite falaise du Gurp (fig. 14) qui caractérise cette partie du littoral. L'interprétation adoptée par ces auteurs comporte peu de différences. Aucune coupe ne précise l'épaisseur et le substratum de l'*Argile du Gurp*. Il a manqué en effet à ces auteurs deux connaissances importantes : la signification des différents dépôts de revêtement de la région littorale et la position exacte des terrains tertiaires dans le Bas-Médoc. En dehors de quelques différences de détail, qui tiennent à la figuration, cette coupe est la suivante :

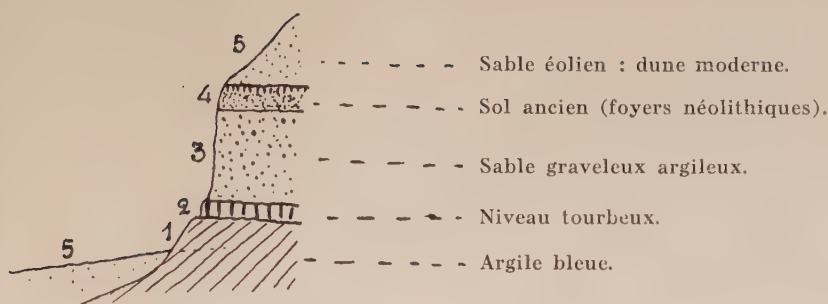


FIG. 14. — Coupe schématique de la falaise littorale du Gulp.

Les lignes du littoral au Sud de la Pointe de la Négade sont restées relativement fixes. On peut noter cependant depuis 1860 plusieurs phases d'ensablement et de déblaiement de la plage. En 1876, le sable de l'estran était enlevé et les dépôts d'alluvions anciennes, formant falaise, étaient visibles sur une grande partie de la côte.

De 1876 à 1910, les auteurs qui ont décrit la côte semblent n'avoir vu, au Gulp, qu'un lambeau de falaise de faible étendue : les sables éoliens avaient tout recouvert.

Une nouvelle période de désensablement, de 1910 à 1913, permit à WELSCH de faire une étude assez complète de la côte du Médoc. Les sables envahirent de nouveau le littoral. En 1926, la falaise du Gulp n'était visible que sur 10 mètres, en 1932, elle avait entièrement disparu sous la dune littorale.

Dès 1934, les courants qui attaquaient depuis plusieurs années la côte du Bas-Médoc, de Soulac à la Pointe de Grave, appuyèrent vers le littoral, dans la région du Gulp, depuis l'Amélie jusqu'à la Pointe de la Pinasse (du kilomètre 6 au kilomètre 12).

La plage diminua rapidement d'étendue, et les hautes mers dégagèrent l'ancien rivage. La « falaise morte » devint de nouveau active.

On pouvait la voir à la fin de 1935 dressée verticalement, ou entaillée et découpée en profondeur sur plusieurs mètres. L'érosion avait repris sur tous les points. Sur la plage l'argile se détachait en blocs que le flot délitait et emportait; les sables de la couche 3, peu résistants et sapés à leur base, s'écroulaient au pied de la falaise; la dune coupée verticalement et minée en dessous par les eaux de ruissellement du continent qui s'écoulent à sa base, s'éboulait sur la plage, découvrant

l'ancien sol quaternaire. Celui-ci, portant à la Pointe de la Négade des vestiges d'anciens habitats, était également entraîné.

La vue 1 représente la falaise littorale au kilomètre 7, près de la station néolithique du Gurp. La vue 2 en montre un détail, au niveau même de la station. L'extrémité seule de ce promontoire apparaissait ordinairement dans la coupe de la dune littorale qui recouvrait la falaise: *C'est l'isolement de ce lambeau qui a fait régner l'incertitude sur la signification des alluvions anciennes du Gurp.*

Dans les deux vues on distingue de bas en haut, l'argile bleue 1, le niveau de sable tourbeux 2 et le sable graveleux 3 dont la surface forme le sol néolithique.

Nous allons décrire successivement ces trois sortes de dépôts, de la Pointe de la Négade à Montalivet.

COUCHE 1 : ARGILE DU GURP

WELSCH [182] donne de cette formation la description suivante :

« Elle est gris bleuâtre ou gris verdâtre, en feuillets minces séparés par du sable fin... elle a subi les actions atmosphériques et paraît alors plus compacte; elle se tasse sous l'action des eaux et peut prendre un aspect mamelonné; de plus les sels de fer l'oxydant et lui donnent une teinte ocreuse; lorsqu'elle est sèche, cette argile schisteuse paraît gris jaunâtre... Je n'ai jamais vu de lignite, ni de tourbe dans la masse d'argile qui est visible sur quelques mètres. »

Sur la couche 2, il écrit [192] : « Le lavage d'un échantillon par M. TEMPÈRE n'a donné aucune trace de Diatomées, ni de tout autre organisme (Foraminifère, Radiolaire ou spicules) : il est donc bien difficile d'établir l'origine de cette assise. »

Cette description est exacte pour le lieu même du Gurp, mais elle est incomplète si on l'applique à toute l'étendue de la falaise.

A la Pointe de la Négade, l'argile présente des aspects particuliers. Nous l'avons vue complètement découverte sur toute la largeur de la grève de + 3 mètres à — 1 mètre. L'érosion actuelle y forme des « marmites de géants » de 0 m. 10 à 0 m. 50 de diamètre. Mais il y a des traces d'érosion antérieure. D'anciennes marmites et des dépressions sont comblées par un sable graveleux verdâtre plus ou moins aliotisé et, au voisinage de zéro, par des sables grossiers tourbeux renfermant des restes de végétation.

Il s'agit de dépôts récents : l'argile, avant d'être recouverte par la dune moderne, servait de rivage à la plaine maritime du Bas-Médoc. Une tempête violente, au printemps 1937, ayant fait reculer

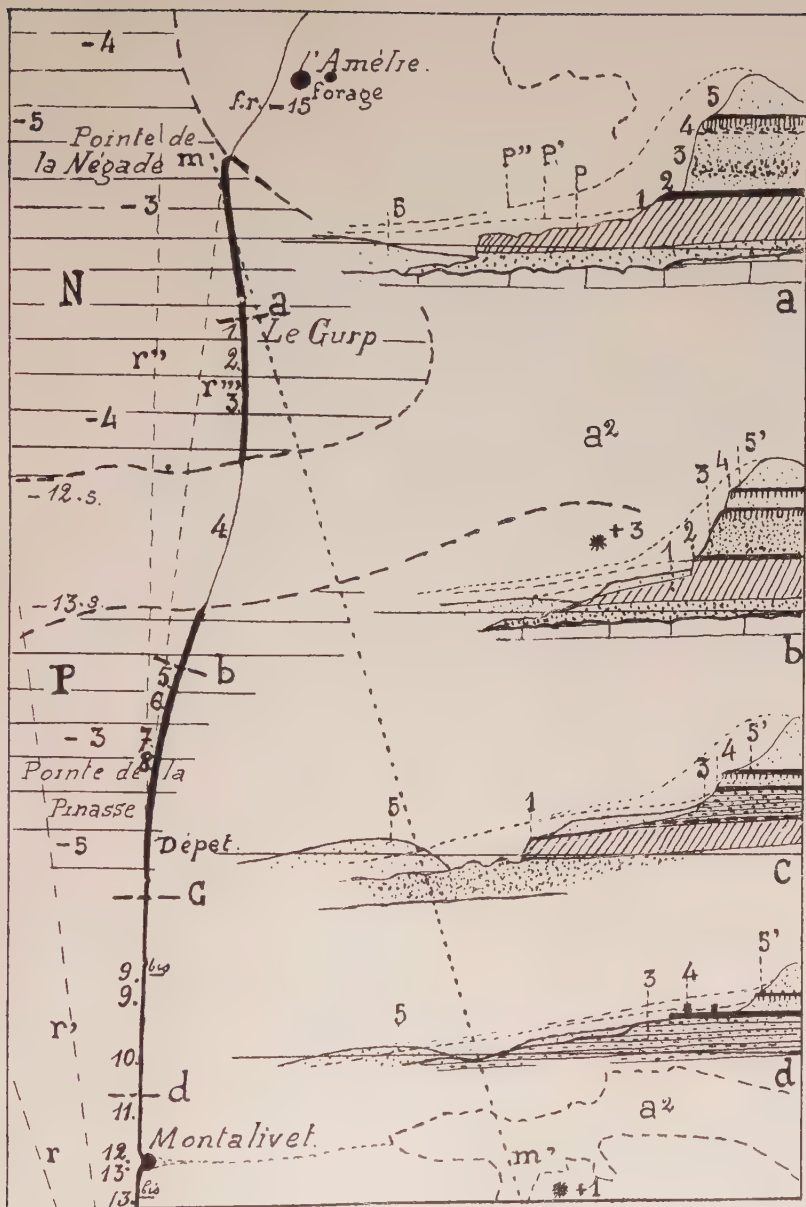


FIG. 15. — Le littoral des alluvions anciennes
de la Pointe de la Négade à Montalivet.
Echelle : 1/80.000.

Littoral. N, P : plateaux rocheux de la Négade et de la Pinasse. — r : position approximative du zéro des alluvions anciennes. — r', r'', r''' : érosion des alluvions anciennes marquant les étapes de la formation de l'anse du Gulp. — Coupes : a, b, c, d. — 1 : argile du Gulp. — 2 : banc tourbeux (1^{er} sol). — 3 : sable argileux. — 4 : sol ancien (2^e sol). — 5 : dune ancienne (3^e sol). — 5 : sable actuel. Vues photographiques : 1 à 13, prises en février-mars 1936.

la dune littorale, montrait la falaise finissant brusquement et se dirigeant à angle droit vers l'Est pour former la limite sud de la plaine d'alluvions modernes de l'Amélie. La Pointe de la Négade constitue par conséquent l'extrémité même du sol continental.

En se dirigeant vers le Sud, sur une distance de 300 mètres la surface de l'argile, sous le sable de la couche 3, est tourbeuse. Dans sa partie supérieure, on voit des restes d'une végétation herbacée. La ligne de contact de l'argile et du sable est sinueuse; en certains points, le ravinement de l'argile est net.

La base de l'argile, à la Pointe de la Négade, se trouve à — 1 mètre. Elle repose, avec une ligne de séparation très nette, sur un sable graveleux verdâtre.

L'épaisseur de cette nouvelle couche, visible sur 0 m. 50 en mars 1936, n'est pas connue. Elle ne doit pas être grande, car les cartes marines signalent le fond rocheux près du rivage à une profondeur qui varie de — 3 à — 5 mètres.

Le plateau sous-marin de la Négade *N* s'étend sur une distance de 4 kilomètres vers l'Ouest, à une profondeur moyenne de — 5 mètres. Les dragages de M. L. DANGEARD sur le *Pourquoi-Pas* ont montré qu'il se prolongeait au Nord à la même profondeur par le banc des Olives. Au Nord et au Sud, il est limité par deux chenaux de 10 à 15 mètres de profondeur qui le séparent des plateaux sous-marins de Cordouan au Nord et de la Pinasse *P* au Sud.

Le chenal du Sud, au centre de l'anse du Gulp, interrompt la falaise littorale, laquelle reprend au delà et présente de nouveau un grand développement à la Pointe de la Pinasse.

L'argile de base affleure seulement au haut de la plage. Elle est 2 mètres plus bas en moyenne qu'au Gulp. Vers le Sud, elle disparaît sous le sable. Elle reparait en février 1936 à 1 kilomètre au Sud de la Pinasse, dans une baine (1) creusée jusqu'à — 2 mètres. Elle y présentait la même composition qu'au Gulp. Au-dessous on voyait également les sables graveleux verdâtres épais de 0 m. 50 et reposant sur une couche d'un sable fin gris bleuâtre dont la partie supérieure seule était visible. Sable graveleux et sable fin renfermaient des restes d'une végétation herbacée. Leur épaisseur, ensemble, est comprise entre 1 m. 50 et 2 mètres, car le fond rocheux se trouve à proximité, en mer, à — 2 m. 50.

Les cartes marines anciennes l'y signalent. Il est aujourd'hui

(1) Nom local donné aux fosses allongées et parallèles à la côte que les courants creusent dans le sable de la plage. Ces fosses généralement fermées aux extrémités forment des bassins temporaires, qui restent pleins entre les marées. Mais elles peuvent rester ouvertes et se vider avec le retrait du flot. De nombreux affleurements de dépôts littoraux mis à nu peuvent ainsi être étudiés. Les coupes a, b, c, d de la figure 15 montrent ces « baines » temporaires.

recouvert d'un banc de sable, mais DULIGNON-DESGRANGES put le voir en 1877 sous l'aspect d'une petite plateforme rocheuse « distante de la falaise de 150 mètres et mesurant 35 mètres de largeur environ sur 60 mètres de longueur ».

Cet affleurement représente en réalité un îlot découpé dans la table de Calcaire à Astéries qui, traversant la commune de Vendays de + 5 à + 1 mètre, arrive sur le littoral de la Pinasse vers — 2 mètres.

En résumé, l'Argile du Gurp est un dépôt fluvatile d'une épaisseur de 4 à 6 mètres. Elle surmonte une couche de sable plus ou moins graveleux, verdâtre ou bleuâtre d'une épaisseur de 1 m. 50 à 2 mètres. Le fond rocheux se trouve sur le littoral de — 2 mètres à — 3 mètres. Sa position correspond au prolongement du Calcaire à Astéries que nous avons observé de Lesparre à l'Est de la chaîne dunaire.

La position stratigraphique de l'Argile du Gurp se trouve donc bien définie. Son âge est également connu par la découverte qu'on y a faite d'un maxillaire inférieur d'éléphant, attribué à une variété d'*Elephas meridionalis*. DULIGNON-DESGRANGES, dans une de ses notes [85], précise les circonstances de cette découverte. Les membres de la Société archéologique de Bordeaux, attirés par les trouvailles de silex taillés faites par l'abbé CAUDÉRAN en 1865 et par ROUIT et ARTIGUE en 1875, visitèrent cette partie du littoral en septembre 1875. Ils trouvèrent « sur la plage, encadrée dans l'argile, la mâchoire de l'*Elephas meridionalis* qui se trouve aujourd'hui, grâce au zèle de M. MEYNIEU, au Musée de notre Ville ».

Il est utile de rappeler la place exacte du gisement car elle a été souvent perdue de vue. Le Docteur LALANNE, par exemple, l'année suivante, plaçait ces restes fossiles dans la couche tourbeuse. En réalité, il n'y a pas de différence entre les interprétations de DULIGNON-DESGRANGES et de LALANNE. On trouve à la surface de l'argile des branches et des fragments de troncs « encastés » dans l'argile et aplatis par le poids des couches superposées. Les restes fossiles ont été trouvés non dans la masse de l'argile, mais à sa surface. Ils ont dû par conséquent être apportés en même temps que les débris végétaux qui forment la couche ligniteuse. Au point de vue de la stratigraphie il faut donc, comme le fait LALANNE, les rattacher à la couche 2.

HARLÉ, qui examina le maxillaire, l'attribua à l'*Elephas meridionalis Nesti*, variété se rapprochant d'*Elephas antiquus*.

Edouard HARLÉ et STEHLIN écrivent au sujet de cette détermination :

« Cet *Elephas* nous paraît s'écarter légèrement de l'*Elephas meridionalis* type. Si, comme M. WEST l'a récemment soutenu, l'éléphant antique est un descendant de l'*Elephas meridionalis*, l'Eléphant du Gulp pourrait bien appartenir à une première étape de cette évolution ».

Enfin, d'après DEPÉRET et MAYET [71] « l'Eléphant de Soulac (Le Gulp) n'est pas Pliocène, mais appartient à l'horizon quaternaire du Forest-bed de Cromer (phase de régression du début du Quaternaire) ».

La détermination exacte qu'il conviendrait d'adopter serait donc *Elephas meridionalis* var. *Cromerensis*.

L'Argile du Gulp, qui est antérieure, doit être rapportée au Pliocène supérieur.

COUCHE 2 : SABLE TOURBEUX

La couche 2 a une composition et une épaisseur variables. A l'extrémité nord de la falaise, à la Pointe de la Négade, elle fait défaut. Elle apparaît seulement à 200 mètres au Sud. Bientôt les sables noirs augmentent d'épaisseur. Près de la station du Gulp (vue 2), ils forment deux assises ayant ensemble 60 centimètres d'épaisseur. Tout près, ils deviennent ligniteux et renferment de nombreux débris végétaux.

Le gisement de lignite atteint une épaisseur de 1 mètre. Il repose sur la surface de l'argile préalablement ravinée par un courant de direction Sud-Sud-Est Nord-Nord-Ouest.

Les débris végétaux, branches et troncs de 5 à 20 centimètres de diamètre, sont horizontaux et très aplatis. *Nulle part on n'observe de troncs en place. Il s'agit de restes transportés par flottaison.* Au Sud du Gulp et dans la falaise de la Pinasse, la couche 2 se présente sous l'aspect d'un banc de 25 centimètres (vue 1) séparé par deux lignes très nettes de la surface horizontale de l'argile et des sables de la couche 3 et qui rappelle exactement les niveaux aliotiques qu'on trouve près de la surface du sol sous une faible épaisseur de sable éolien. *Sa formation est due à une imprégnation d'humus provenant d'un sol où se développait une végétation herbacée.*

Au Sud de la Pinasse, le niveau de sable noir s'abaisse avec l'argile sous-jacente et disparaît sous le sable de la plage.

WELSCH, qui n'avait pu sans doute observer la falaise entièrement dénudée, pensait qu'il passait aux tourbes de Dépét et de la plage de Montalivet. Nous allons voir que celles-ci représentent une formation nouvelle plus récente.

COUCHE 3 : SABLES GRAVELEUX

WELSCH donne [184, p. 3] de cette couche une description qui s'applique à la falaise du gisement du Gurp. Il écrit : « l'épaisseur est de 4 mètres environ; l'ensemble est assez résistant et forme une falaise découpée verticalement au-dessus de la tourbe et de l'argile. A la base, le sable est assez fin sur 1 mètre environ et rappelle le sable noirci; puis il devient argileux jaunâtre et alterne avec des graviers formés surtout de quartz blanc et de silex plus rare. Ce sont des dépôts à stratification peu nette, plus ou moins torrentiels comme tous les terrains de transport. »

La couche 3 a en réalité une composition variable. Elle peut être suivie de la Pointe de la Négade à Montalivet sur une distance de 12 kilomètres.

Au Nord, à la Pointe de la Négade même, elle a été enlevée par l'érosion. Elle apparaît bientôt avec une épaisseur qui va croissant jusqu'au Gurp où elle atteint 4 mètres (vues 1 et 2). Elle s'abaisse de nouveau vers le centre de l'anse du Gurp. L'érosion qui l'a démantelée au Nord et au Sud du Gurp est antérieure au Néolithique, car sur tous les points sa surface renferme des vestiges de l'industrie de cette période.

Dans l'ensemble, sa partie inférieure est formée d'éléments assez grossiers et renferme des lits de graviers. Les graviers disparaissent dans la partie moyenne; dans la partie supérieure le sable devient fin et argileux.

Les différents niveaux, ayant offert une résistance inégale à l'érosion, se détachent en relief dans la coupe de la falaise (vue 2).

C'est dans la partie moyenne (vue 6) ou supérieure (vue 3) sableuse qu'arrivent les eaux du continent. Elles forment dans la falaise des orifices dont le diamètre varie de 10 centimètres à 1 mètre.

Cette circulation des eaux, en provoquant des éboulements, est une des causes les plus actives de la destruction de la falaise lorsque celle-ci est dégagée des sables. Elle prouve la continuité et l'inclinaison vers l'Ouest des couches alluviales de l'intérieur.

Dans la falaise de la Pinasse (vues 5, 6, 7, 8), la couche 3 a une épaisseur de 3 mètres. Elle est formée d'éléments plus fins. Toute la masse, sauf quelques lits graveleux à la base, est sableuse et très argileuse. La partie supérieure est surmontée par un niveau de sable noir aliotique épais de 25 à 30 centimètres et indépendant d'elle.

En se dirigeant vers Montalivet, la couche 3 s'abaisse progressivement. A Dépet, elle ne forme plus, au haut de la plage, qu'une petite banquette de 1 mètre de relief. L'assise de sable noir superposée s'est en même temps chargée de débris végétaux, de sorte

qu'elle arrive à former un banc tourbeux de 0 m. 50 à 0 m. 80 d'épaisseur. C'est la tourbe de Dépét décrite par WELSCH.

Enfin, à 1 kilomètre avant d'arriver à Montalivet, le sommet de la couche 3 et le banc de tourbe sont descendus sur la plage au niveau de hautes mers (vue 9). On commence à trouver, enracinés dans la tourbe de la couche 3, de nombreux troncs d'arbres, vestiges d'une ancienne forêt littorale (vues 10 et 11).

Sur la plage de Montalivet, la couche 3 se présente sous l'aspect d'une argile sableuse micacée, verdâtre, moins fine que celle du Gulp. Desséchée, elle devient grisâtre et ne se délite pas de la même manière que cette dernière. Elle continue de Montalivet à Saint-Isidore, toujours recouverte d'un niveau tourbeux renfermant par endroits des troncs en place.

D'après ce qui précède, *contrairement à l'opinion de WELSCH, la tourbe de Dépét et les troncs de Montalivet n'appartiennent pas à la couche 2 du Gulp. Ils sont superposés à la couche 3.* Leurs caractères sont d'ailleurs très différents. Il s'agit de deux dépôts autochtones dont la formation, ainsi que nous le verrons, date du Quaternaire moderne.

WELSCH a été induit en erreur parce qu'il n'a pas pu observer la continuité des couches dans la falaise, l'abaissement insensible de la couche 3 et son passage graduel du facies sableux au sable argileux.

Ce passage est la règle dans la partie centrale du Médoc à mesure qu'on s'éloigne de la bordure orientale. Il s'observe dans cette partie du littoral, à la Pinasse, où l'on voit les graviers grossiers de l'Est de la chaîne dunaire (la Barreyre) passer au sable argileux fin de la falaise littorale.

La position des différentes couches d'alluvions anciennes est représentée dans la coupe VI^b (fig. 16) qui suit sensiblement la ligne du rivage. Elle ne diffère pas par conséquent de la vue en élévation du littoral.

Le rapprochement des 13 vues photographiques du littoral de la Pointe de la Négade à Montalivet, donne une idée concrète de la coupe d'ensemble VI^b.

Résumé et conclusions

Les relations entre les différents dépôts et leurs caractères particuliers dans la région du littoral sont représentées dans la figure 15, plan du littoral et coupes, *a, b, c, d*, de direction

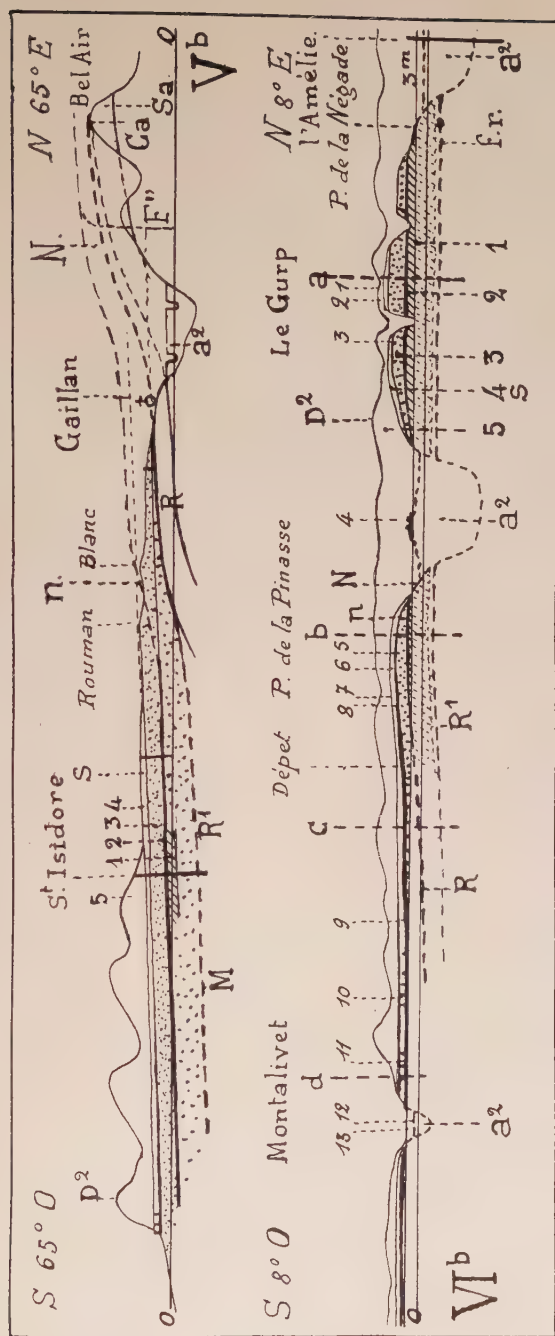


Fig. 16. — La nappe alluviale externe dans le Bas-Médoc.

Coupe V^b. Bel-Air (Civrac), Saint-Isidore (Naujac). Echelle : L = 1/140.000^e; H = 1/2.000^e.

Coupe V^b. L'Amélie, Le Gurg, Montalivet. Echelle : L = 1/80.000^e; H = 1/2.000^e.

N, n : nappes alluviales et leur fond rocheux R¹ R. — a² : alluvions modernes. — S : sable éolien de revêtement. — 1 : argile du Gurg (partie supérieure de la nappe N). — 2 : niveau ligniteux-tourbeux (base de la nappe n). — 3 : sable argileux du Gurg (nappe n). — 4 : sable éolien ancien (S). — a, b, c, d : coupes du littoral (fig. 15). — 1, 2, 3 13 : vucs photographiques du littoral. — Terrains tertiaires : Sa : Sannoisien. — Ca : Calcaire à Astéries. — M : Miocène.

Est-Ouest et la coupe d'ensemble de la figure 16 perpendiculaire aux précédentes.

Des faits décrits et représentés dans ces figures, il ressorti que *les alluvions anciennes du littoral sont formées de deux nappes alluviales (couches 1 et 3), séparées par un niveau ligniteux et tourbeux (couche 2)*. Ce dernier niveau fait partie d'une couche de même nature qui a été repéré dans différents puits ou forages du Bas-Médoc, à Naujac, Taste-Corneille, Saint-Isidore, La Naude.

Sur tous ces points il est compris entre des argiles inférieures et des sables graveleux et argileux qui forment la nappe alluviale superficielle.

Si on se reporte aux coupes V^a (fig. 13) et V^b (fig. 16) on voit que *ces deux sortes de dépôts se rapportent respectivement aux nappes alluviales N et n.*

La première, dans le Bas-Médoc, appartient à un fleuve qui avait atteint son niveau de base. La seconde a été déposée par un fleuve actif dont le cours encore rapide pouvait entamer le fond rocheux et entraîner, au niveau de Lesparre, des éléments caillouteux assez grossiers. Entre ces deux phases d'alluvionnement il y a eu une période pendant laquelle le Bas-Médoc est resté exondé. La reprise de l'alluvionnement a été violente.

Les nappes N et n occupent aujourd'hui dans le Bas-Médoc une position qui a été acquise après leur dépôt. L'argile de la nappe inférieure N, déposée par le cours d'un fleuve sans pente, devait être à l'origine sensiblement horizontale. Elle présente aujourd'hui des déformations et une inclinaison qui sont incompatibles avec son mode de formation.

La table de Calcaire à Astéries qui constitue d'abord le fond rocheux de la nappe N présente une légère ondulation transversale au niveau de Grayan (p. 11). Dans cette région, l'Argile du Gulp s'élève sur le littoral jusqu'à + 5 mètres. Elle s'abaisse ensuite vers le Sud; du Gulp à Vendays sa pente moyenne est de 0 m. 50 par kilomètre.

Cette inclinaison est de même sens et sensiblement de même importance que celle des couches tertiaires superficielles qui constituent le flanc sud-ouest de l'anticlinal des Charentes (fig. 1). Tout se présente comme si ces couches et l'argile avaient été entraînées dans un même mouvement.

Les caractères de la première nappe alluviale se répètent dans la seconde. Dans la nappe n les éléments les plus grossiers sont au Gulp, c'est-à-dire au point le plus élevé et le

plus en aval. Sa base, marquée avec précision par le niveau tourbeux et bien repérée sur le littoral et à l'intérieur, présente dans la région littorale les mêmes déformations et la même inclinaison que l'argile de la nappe N.

Dans la zone littorale encore, de Montalivet au Pin Sec, la masse des dépôts qui forme la bordure littorale au niveau des hautes mers vers + 3 mètres est en totalité argileuse. Elle a été déposée par un fleuve voisin de son niveau de base. Pendant le dépôt des nappes N et n le niveau marin était donc sensiblement le même et très voisin du niveau actuel. La limite du continent se trouvait seulement plus à l'Ouest que la ligne littorale actuelle.

Les aspects particuliers que présentent les alluvions anciennes des nappes N et n sur le littoral du Bas-Médoc résultent de deux ordres de faits : une inclinaison des nappes N et n vers l'Ouest et le Nord-Ouest, acquise postérieurement à leur formation, et une érosion récente qui a entaillé ces nappes d'une manière croissante du Sud au Nord.

Le schéma suivant (fig. 17) représente ces faits :

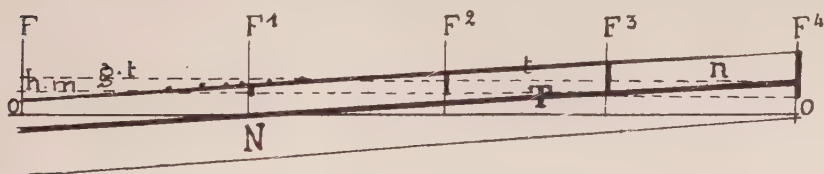


FIG. 17. — Coupe schématique des alluvions anciennes du littoral montrant les rivages successifs F, F¹, F², F³, F⁴ si l'érosion marine avait été égale sur tous les points de l'Ouest vers l'Est.

h. m : niveau des plus hautes mers. — g. t : grève des tempêtes. — T : tourbe et lignite du Gurp (couche 2). — t : tourbe de Dépét et de Montalivet.

Si l'érosion littorale avait été uniforme, les nappes N et n étant inclinées vers l'Ouest, le rivage aurait reculé en présentant successivement une petite falaise d'alluvions anciennes de plus en plus haute F¹, F², F³, F⁴.

Ces aspects se présentent aujourd'hui simultanément au Pin Sec (F), à Montalivet (F¹, coupe d), à Dépét (F², coupe c), à La Pinasse (F³, coupe b) et au Gurp (F⁴, coupe a).

La ligne de rivage a donc reculé inégalement sous l'action de l'érosion en passant par les positions r, r', r'', r''' (fig. 15).

Si l'érosion avait été la même et partout aussi importante qu'au Gurg, la ligne de rivage occuperait sensiblement la position m m' (fig. 15).

En résumé, dans le Bas-Médoc, les nappes N et n se sont trouvées, après leur formation, abaissées dans leur ensemble vers le Nord-Ouest et relevées vers l'Est et le Sud-Est. Elles ont subi en même temps de légères déformations qui sont en relation avec celles des couches tertiaires qui les supportent.

Ces caractères généraux sont les mêmes que dans la région située au Sud. Dans le Bas-Médoc, les nappes N et n présentent cependant des caractères propres; leur épaisseur est réduite, leur inclinaison faible et leurs déformations très atténuées. Ces caractères leur sont communs avec toutes les couches tertiaires de cette partie du Bassin girondin et particulièrement avec celles de la seconde moitié du tertiaire (Oligocène et Miocène).

CONCLUSION GÉNÉRALE

Vue d'ensemble et explication de la formation des nappes N et n (fig. 18)

L'étude de la nappe alluviale externe de la rive gauche de la Garonne montre l'existence de deux nappes alluviales N et n représentant deux phases d'alluvionnement bien distinctes.

CARACTÈRES DES DEUX NAPPES ALLUVIALES

Nappe N

Cette désignation s'applique à l'ensemble des dépôts qui ont recouvert les terrains tertiaires de la plus grande partie du département de la Gironde.

Le terme de « nappe » n'indique pas un dépôt homogène ni une seule phase d'alluvionnement. Ces alluvions, en raison de leur grande extension et de leur grande épaisseur, ont dû se déposer pendant une longue période.

Leur ancienneté explique qu'elles ont été détruites par les fleuves qui ont formé de nouvelles nappes alluviales et par l'érosion due à la formation d'un réseau hydrographique récent.

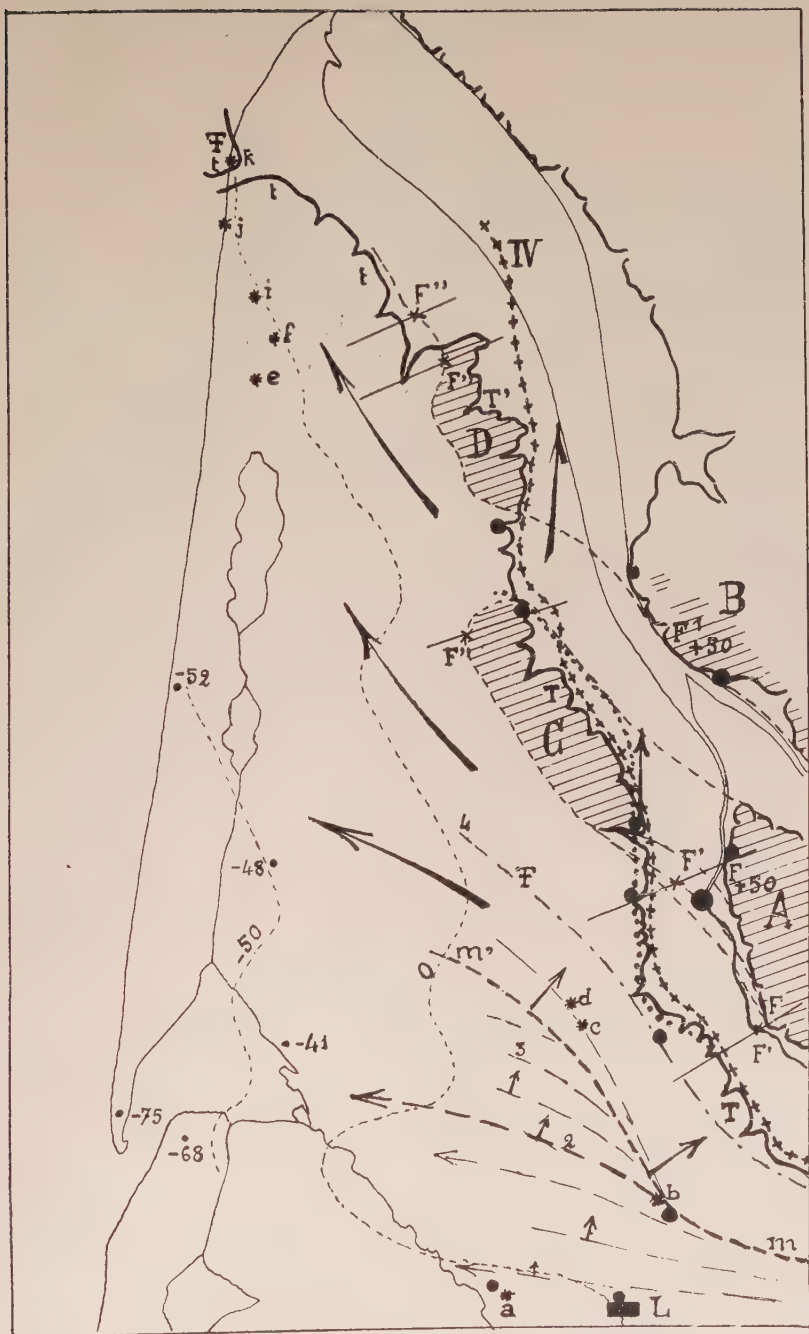


FIG. 18. — Formation des nappes alluviales N et n.
Echelle : 1/720.000°.

A, B, C, D : lambeaux de la nappe N. — T, T' : talus oriental de la nappe alluviale externe. — IV : direction du fleuve après la formation de la nappe n. — m, m' : limite occidentale approximative du lit mineur du fleuve de la nappe n. — L : Lignite d'Hostens. — a, b, c, d, e, f, g, h, i, j, k : dépôts ligniteux.

Le premier objet de notre étude des dépôts qui recouvrent la rive gauche a été de distinguer ceux qui doivent être attribués à cette nappe ancienne.

Les cartes et les coupes transversales et longitudinales du Médoc montrent que les restes de la nappe *N* se présentent sous deux aspects.

En surface, il faut attribuer à cette nappe les dépôts fortement démantelés des régions *C* et *D* qui prolongent respectivement ceux de la rive droite *A* et *B*.

En profondeur, la nappe *N* s'abaisse avec une forte inclinaison vers l'Ouest; elle est recouverte par la nappe *n*.

La durée de la formation de la nappe *N* ayant été très longue et l'érosion postérieure très importante, il est impossible de retrouver la direction et l'emplacement des fleuves qui l'ont produite. De grandes étendues devaient rester exondées, que recouvraient des forêts et des marécages.

Les lignites de la région d'Hostens se rapportent à cette période. Dans une zone synclinale parallèle à l'anticlinal *A'* s'affaissant en même temps que celui-ci se relevait, s'entassaient les restes d'une forêt à sol marécageux.

L'importance des dépôts, la grosseur des troncs visibles dans toute l'épaisseur de la couche de lignite, font penser que cette situation persista pendant de nombreux siècles.

Nappe n

La période précédente prit fin par le retour du fleuve : une inondation brutale rasa la forêt et entraîna les troncs vers l'Ouest. Ceux qu'on trouve à Béliet, par leur grosseur et leur position, semblent se rapporter à la zone forestière d'Hostens.

De nouvelles alluvions homogènes, formées d'éléments légers, sables quartzeux très purs et argiles, recouvrirent la nappe *N*, dans la direction de l'Ouest, d'un manteau épais de plusieurs mètres. Ce sont ces dépôts qui forment la zone axiale de cette région (croupes de Curton et de Baillet).

Mais la composition même des dépôts fait penser que le lit mineur du fleuve devait se trouver plus à l'Est. En effet, les coupes I, I^a, I^b (fig. 4) et II, II^a, II^b (fig. 8) mettent en évidence l'existence d'un cours actif orienté vers le Nord-Ouest, limité à l'Ouest par l'anticlinal de Villagrains et à l'Est par une falaise taillée dans le Calcaire à Astéries (*F*, fig. 8).

Le creusement de ce fleuve se faisait de l'Ouest à l'Est ainsi

que le montre l'inclinaison du fond rocheux dans la coupe II (fig. 8).

Les premiers dépôts sur le bord occidental renferment des troncs d'arbres. Ce sont les dépôts ligniteux qu'on trouve à Villagrains, Cestas et Gazinet (*b, c, d*, fig. 18).

Le fleuve, accentuant son creusement, se déplaçait vers l'Est et ses débordements, sur la rive gauche, n'atteignaient plus la zone axiale. La ligne *m m'* marque sensiblement la limite occidentale de la plaine alluviale.

Les argiles de cette zone ne doivent pas être par conséquent contemporaines : les plus anciennes sont au Sud dans la région d'Hostens. Elles sont de plus en plus récentes vers le Nord à mesure que le fleuve, en se déplaçant vers l'Est, laissait sur sa rive gauche une nouvelle plaine alluviale, que nous avons appelée la *terrasse de Léognan*.

Sur sa rive droite, le fleuve longeait d'abord la falaise de Calcaire à Astéries surmontée de la nappe *N*, en suivant le synclinal *S*¹. Mais vers le Nord, arrêté par la zone anticlinale *a*¹ (fig. 1) de Bruges-Blanquefort, il creusait son lit dans les couches miocènes et aquitaniennes peu résistantes. Il s'infléchissait vers l'Ouest en suivant la bordure du synclinal de Bordeaux (coupes II^a et II^b, fig. 8). Après avoir contourné le bombement de Bruges *a*¹, il reprenait la direction du Nord-Ouest parallèle à celle de l'axe anticlinal *a'*.

Pendant cette phase de creusement, il construisait la plaine alluviale que nous avons appelée la *terrasse de Mérignac*. La forte inclinaison du fond rocheux du Sud vers le Nord, mise en évidence par la coupe II^b (fig. 8), et le déplacement du fleuve vers l'Est font penser que la *terrasse de Mérignac* est, en partie, postérieure à celle de Léognan.

A la fin de la formation de la *terrasse de Mérignac*, le régime du fleuve dut subir une modification importante. La couche épaisse des dépôts fins sableux et argileux qui recouvre des graviers caillouteux indique un cours lent voisin de son niveau de base. Cette modification transforma un fleuve actif, ayant un pouvoir d'érosion qui lui permettait de creuser son lit mineur, en fleuve constructeur dont le cours inférieur s'exhaussait avec les dépôts qu'il entassait. La nappe alluviale *n* se trouve ainsi formée de deux sortes de dépôts : les premiers, épais d'une quinzaine de mètres, sont contemporains du creu-

sement; les seconds, épais de 5 à 10 mètres, appartiennent à une phase de comblement.

A la fin de la formation de la nappe *n*, le cours du fleuve, redevenu rapide et limité vers l'Ouest par la masse de ses propres dépôts, appuya sur sa rive droite. La falaise *F'* recula. Attaquée de front par le courant, elle finit par céder : la zone anticlinale *a'* fut traversée entre Blanquefort et Lormont. Le fleuve prit alors la direction Nord et rejoignit la Dordogne.

A cette nouvelle phase de creusement correspondent, dans la région de Bordeaux, les fonds rocheux de 30 à 25 mètres et les cailloutis de Gradignan, Pessac, Mérignac, Caudéran et Blanquefort. Ces dépôts grossiers indiquent un courant rapide, c'est-à-dire un fleuve éloigné de son niveau de base. Ils représentent le début de la formation de la nappe alluviale interne.

Dordogne. — Pendant que la Garonne formait la *terrasse de Léognan et de Mérignac*, la Dordogne poursuivait une évolution parallèle.

Elle se trouvait orientée vers le Nord-Ouest par la zone anticlinale *a'*, qui la séparait de la Garonne, et par la zone anticlinale *a*, dont elle entamait la bordure en formant une falaise *F*¹ analogue à la falaise *F* (de Bourg à Roque-de-Tau).

Entre ces deux zones élevées, le cours suivait une région déprimée formée par le synclinal *S*², l'abaissement d'axe de l'anticlinal *a*², entre les deux dômes de Listrac et de Blaye, et le synclinal de Pauillac *S'*.

Les dépôts de la Dordogne devaient ainsi recouvrir la partie occidentale du Bas-Médoc. Ils étaient, dans leur ensemble, plus grossiers que ceux de la Garonne. On n'y trouve pas les bancs épais d'argile qui recouvrent la zone axiale de Salaunes à Brach. Il faut arriver sur le littoral, dans la région de Montalivet, pour voir des argiles sableuses fines en formation compacte.

Au moment où s'instaura le nouveau régime d'alluvionnement de la Dordogne, le Bas-Médoc était exondé. La nappe *N* avait été recouverte par des sables de transport d'origine éolienne, sur lesquels s'était développée une végétation herbacée et arborescente formant, au contact de l'argile, un banc d'alios continu (couche 2 du Gurp).

L'inondation qui vint recouvrir la région mit fin brusquement à cette période. Comme dans la région d'Hostens, les

forêts furent détruites. Leurs restes ont été retrouvés en *e*, *f*, *i*, *j* (fig. 18) et sur le littoral du Gulp. En d'autres points, le sol superficiel fut enlevé et il ne resta que le banc d'alias formé au contact de l'argile. C'est la couche 2 du Gulp (Vue n° 1). Enfin, à la Pointe de la Négade, l'argile de la nappe *N* fut mise à nu et ravinée par les nouveaux dépôts.

Les lignites du Bas-Médoc ont donc même origine et probablement même âge que ceux de Béliet, Villagrains, Cestas et Gazinet. Dans les deux régions, il s'agit de dépôts allochtones dus au transport de restes végétaux par les eaux qui vinrent recouvrir un pays depuis longtemps exondé.

Vers la fin de la formation de la nappe *n*, la Dordogne, en creusant son lit, rencontrait dans le synclinal de Saint-Laurent des bancs durs du Calcaire à Astéries. A l'Est au contraire, sur la rive droite, l'érosion entamait facilement les dépôts littoraux peu résistants de l'Eocène supérieur et de l'Eocène moyen (fig. 1).

Un nouveau cours (IV, fig. 18), rejeté vers l'Est par les massifs calcaires des zones anticlinales *a*³ et *a*⁴, s'établit ainsi vers le Nord, puis vers le Nord-Ouest, en suivant le synclinal *S*³ (fig. 1).

Si la rupture des zones anticlinales *a* et *a'* ne s'était pas produite, les deux fleuves, en continuant à attaquer leur rive droite et en s'encaissant, auraient formé une falaise *F''* qui aurait été le prolongement de la falaise *F'* et *F*¹ de leur rive droite. Nous avons représenté cet aspect sur les coupes V, V^a, V^b (fig. 13 et 16).

Il est impossible de savoir si la rupture de la zone anticlinale *a* est antérieure, contemporaine ou postérieure à la rupture, par la Garonne, de la zone *a'*. On peut dire cependant que ce phénomène dépend des mêmes causes et en particulier d'une recrudescence d'activité de l'érosion, laquelle résulte d'un accroissement de vitesse du courant fluvial.

Creusement du lit mineur, érosion des rives, dépôts d'éléments alluviaux grossiers et formation d'un nouveau cours de direction Sud-Nord sont des faits en étroite interdépendance et en relation avec un changement simultané du régime des deux fleuves. Tout se passe comme si une modification du profil d'équilibre avait transformé un régime fluvial constructeur en un régime destructeur. Ce changement de régime a une grande importance dans le Médoc. En prenant la direction du Nord, la Gironde abandonne la nappe alluviale externe et

inaugure une nouvelle période dont nous allons suivre l'évolution avec l'étude de la nappe alluviale interne.

AGE DES NAPPES ALLUVIALES *N* ET *n*

La nappe alluviale *N* a dû avoir une très longue durée de formation; son étendue et sa puissance le prouvent.

Comme elle repose sur un Helvétien supérieur non démantelé et faiblement raviné, il est possible que ses débuts datent du Miocène supérieur. Aucun élément stratigraphique ou paléontologique ne permet de préciser ce point.

Le seul renseignement d'ordre paléontologique actuellement connu consiste dans la présence d'*Elephas meridionalis* var. *Cromerensis* à la surface de l'*Argile du Gurp*, c'est-à-dire au sommet de la nappe *N*. Encore avons-nous fait remarquer que ces restes fossiles avaient dû être entraînés et déposés sur l'argile, où ils s'encastrèrent, au moment de l'irruption brutale des eaux du fleuve de la nappe suivante *n*.

Comme l'Eléphant du *Gurp* appartient, d'après HARLÉ, DEPÉRET, STHELIN et MAYET à la première phase du Quaternaire, on peut conclure que la nappe *N* ne dépasse pas le Pliocène. Les lignites d'Hostens qui se trouvent à sa partie supérieure appartiennent ainsi au Pliocène supérieur.

Les bois flottés de Béliet, Villagrains, Cestas, Gazinet, du Bas-Médoc et du *Gurp* qui sont à la base de la nappe *n* marquent le début d'une phase de régression que l'Eléphant du *Gurp* situe au Cromérien.

La nappe *n*, moins puissante que la précédente et bien mieux conservée, n'a pas fourni jusqu'à ce jour des restes d'industries humaines. Le seul élément paléontologique connu, trouvé dans cette nappe à Martignas, consiste en deux molaires d'*Elephas antiquus* (1). Le lieu de gisement et la place exacte de ces restes n'ayant pas été relevés avec précision il est impossible de les situer exactement dans la nappe *n*. On peut dire tout au plus que la *terrasse de Mérignac* dont font partie les dépôts de Martignas appartient à la seconde moitié de la formation de la nappe *n*.

L'écart qui sépare dans le temps l'Eléphant de Martignas et celui du *Gurp* serait donc assez grand. La stratigraphie et la

(1) Ces restes fossiles, comme les précédents, se trouvent au Muséum d'Histoire Naturelle de Bordeaux.

paléontologie sont par conséquent d'accord pour situer la nappe alluviale *n* dans le *Quaternaire* ancien ou inférieur.

Les différentes parties des nappes *N* et *n* peuvent être désignées par les indices suivants :

Nappe N :

- 1° Partie inférieure et moyenne : alluvions *A, B, C, D*
(Restes de la nappe *N*) p^{1-2}
- 2° *Argile du Gurg* et lignites d'Hostens p^3

Nappe n :

- 3° *Terrasses de Léognan, de Martignas et de Donissan*, zone axiale du Médoc et versant occidental a^{1a}
- Croupes caillouteuses de Gradignan, Pessac, Mérignac, Caudéran (phase de transition) ... a^{1b1}

EXPLICATION DES FAITS

Nappe N : *Pliocène* p^{1-2} , p^3

Les lambeaux *A C* et *B D* ont pour fond rocheux le Calcaire à Astéries qui recouvre les deux axes anticlinaux a' *a*. Ceux-ci, abstraction faite des déformations dues à des accidents transversaux, présentent un ennoyage général vers le Nord-Ouest, de 50 mètres, soit de 0 m. 75 environ par kilomètre.

Vers le Sud-Ouest, dans la direction du pendage des couches, l'inclinaison du fond rocheux de la nappe *N* est bien plus grande. Des lambeaux *D* (Vertheuil), *B* (Bayon) et *A* (Lormont), à Lacanau-Océan (— 52 mètres), le Porge (— 48 mètres) et le Cap-Ferret (— 75 mètres), l'inclinaison est comprise entre 2 mètres et 2 m. 5 par kilomètre. Elle présente une accentuation dans les zones anticlinales et une atténuation dans les zones synclinales. Ces trois directions sont sensiblement perpendiculaires à l'anticlinal directeur *A* (fig. 1).

Mais au Sud, dans la région soumise à l'action de l'anticlinal de Villagrains *A'*, on trouve des déformations des couches tertiaires plus importantes.

Dans le synclinal *S* qui longe au Nord l'anticlinal *A'*, l'inclinaison de l'Helvétien, entre Saucats et le Cap-Ferret, est de 130 mètres, soit en moyenne de 2 m. 50 par kilomètre. Dans la direction de l'axe anticlinal, qui s'ennoie rapidement vers l'Ouest, au delà de Salles, l'inclinaison dépasse 4 mètres par kilomètre.

Mais dans la partie occidentale du Médoc le fond rocheux de la nappe *N*, sauf à l'extrémité du Médoc, est constitué par l'Helvétien. L'Helvétien a donc été déformé et relevé vers le Sud-Est par des mouvements du sol post-helvétiques.

Ces mouvements sont mis en évidence par la position respective de l'ancien rivage helvétique *H* (+ 45 mètres à Saucats et + 25 mètres à Martignas) et les courbes de niveau de zéro et de — 50 mètres de la surface de l'Helvétien (fig. 1).

En résumé, le fond rocheux de la nappe *N* présente des inclinaisons inégales de 0,075 % (direction NO), 0,25 % (direction SO) et 0,40 % (direction de l'axe anticlinal *A'*).

Pour expliquer ces faits dans l'hypothèse de la stabilité du sol, on devrait admettre que la nappe *N* est venue recouvrir et mouler un relief antérieur résultant de mouvements du sol post-helvétiques. La position de la nappe *N* n'aurait pas varié depuis sa formation.

Deux arguments indirects s'opposent d'abord à cette interprétation.

1° La partie supérieure de la nappe *N*, à l'Ouest de Bordeaux, se trouve à une altitude moyenne de 70 mètres. Elle est formée d'éléments sableux et argileux fins, déposés par un fleuve de faible pente, peu éloigné de son niveau de base, c'est-à-dire d'un niveau marin voisin de cette altitude. Cette hypothèse doit être écartée car en se déplaçant vers le Nord on devrait également admettre que le niveau marin occupait en chaque point une hauteur différente et allant décroissant jusque dans le Bas-Médoc, où il se serait trouvé au-dessous du niveau actuel.

Par rapport à ce niveau des dépôts fins ne peuvent s'être déposés à une hauteur de 70 mètres, à 30 kilomètres du littoral.

2° La base de la nappe *N* occupe sur la ligne du littoral une altitude décroissante qui passe de — 2 mètres au Gurg, à — 75 mètres au Cap-Ferret. Son sommet s'abaisse également au-dessous du niveau marin actuel, soit de 0 à — 32 mètres de Montalivet au Cap-Ferret.

Il est évident que la nappe *N* n'a pu se déposer dans la région du Bassin d'Arcachon dans la position qu'elle occupe actuellement, de — 75 mètres à — 32 mètres.

En dehors de ces deux arguments négatifs, des faits prouvent que la *nappe alluviale N occupe actuellement une position acquise postérieurement à sa formation. Les coupes III* (fig. 5), *III^a* (fig. 6) et *IV* (fig. 7) montrent qu'elle a été entraînée

dans des mouvements du sol en même temps que l'Helvétien. Ces mouvements sont de deux sortes.

Les premiers sont représentés par des déformations dues à l'activité d'unités tectoniques locales : synclinal de Bordeaux S et anticlinal de Villagrains A' (fig. 1).

Les seconds consistent en des déplacements verticaux ayant eu pour effet de relever le bassin selon une direction SE-NO et de l'abaisser dans la région littorale, à l'Ouest de la ligne CC' (fig. 1).

Les déformations du bassin girondin sont, du moins en partie, contemporaines du dépôt de la nappe N. En effet, sur la ligne du littoral l'épaisseur des alluvions qui passe de 7 mètres au Nord (Le Gulp) à 55 mètres en moyenne au Sud (Synclinal de Bordeaux) est en relation directe avec l'abaissement de l'Helvétien. *Tout se passe comme si la partie occidentale du synclinal de Bordeaux avait constitué une zone de subsidence dans laquelle se seraient entassées les alluvions apportées par un fleuve de direction Est-Ouest.*

Ces phénomènes continuent, dans la même région et avec le même ordre d'importance relative, ceux qui s'étaient produits pendant le Miocène. Il aurait été surprenant qu'une région qui avait montré une grande souplesse eût acquis brusquement une rigidité et une stabilité définitives.

Les mouvements verticaux qui ont modifié la position de la nappe N postérieurement à sa formation sont mis en évidence par deux ordres de faits : la forte inclinaison générale du fond rocheux de l'Est à l'Ouest (position de la surface de l'Helvétien) et du Sud-Est au Nord-Ouest (abaissement des axes anticlinaux *a a'*, fig. 1) et la forte inclinaison générale de la surface de la nappe alluviale dans les deux mêmes directions.

L'importance de cette double inclinaison est incompatible avec la nature des dépôts et avec le régime d'estuaire d'un fleuve voisin de son niveau de base.

Le relèvement du bassin girondin vers l'Est et le Sud-Est s'est donc produit postérieurement à la formation de la nappe N, c'est-à-dire après le Pliocène.

Nous allons voir qu'il est encore plus récent que la nappe n.

Nappe n : Quaternaire ancien a^{1a}

Toutes les observations que l'on vient de faire sur la nappe N sont également applicables à la nappe n.

1° Des déformations du sol, qui continuaient celles du Pliocène, se sont produites pendant sa formation. Le relèvement des axes anticlinaux et l'abaissement des zones synclinales explique à la fois la direction prise par les fleuves du Quaternaire ancien et la grande différence d'épaisseur des dépôts entre la région du synclinal de Bordeaux au Sud et celle du littoral du Bas-Médoc au Nord.

D'autre part les coupes I, I^a, I^b (fig. 4) II, II^a, II^b (fig. 8), en montrant que les déformations du fond rocheux et de la surface de la nappe *n* sont solidaires et en relation avec les unités tectoniques locales, prouvent que ces déformations du sol ont continué, quoique d'une manière atténuée, après le Quaternaire ancien.

2° Les mouvements verticaux du sol, c'est-à-dire l'élévation du bassin vers l'Est et le Sud-Est, sont mis en évidence par la forte inclinaison de la surface de la nappe *n* selon ces deux directions.

Les argiles de la zone axiale, qui avaient été déposées primitivement par un fleuve dont le niveau de base était voisin du niveau marin actuel, s'élèvent progressivement de + 3 à Montalivet, à + 65 dans la région de Saucats. *Le relèvement du bassin sur cet alignement est donc postérieur à la formation de la nappe n, c'est-à-dire au Quaternaire ancien.*

CONCLUSION

1° *La position des nappes alluviales N et n sur le littoral du Bas-Médoc empêche d'envisager l'hypothèse d'un niveau marin, contemporain de leur formation, plus élevé que le niveau actuel.*

2° *La composition, les variations d'épaisseur et la forte inclinaison des nappes N et n vers l'Ouest et le Nord-Ouest obligent à admettre l'existence de mouvements du sol latéraux (déformations tectoniques) et verticaux (relèvement vers l'Est et le Sud-Est).*

3° *Les premiers de ces mouvements sont surtout contemporains de la formation des nappes N et n et expliquent à la fois l'épaisseur et la composition des dépôts.*

Les seconds, qui rendent compte de la position occupée actuellement par les deux nappes, sont postérieurs au Quaternaire ancien.

CHAPITRE II

LE SABLE ÉOLIEN DE REVÊTEMENT : SABLE DES LANDES

LAVAGE DES ALLUVIONS ANCIENNES PAR LES EAUX DE RUISSELLEMENT.

Fig. 19 : I. *Nodriz (Vertheuil)*.

II. *Château de Fonpiqueyre (Saint-Sauveur)*.

DUNES FLUVIATILES ET CONTINENTALES.

Fig. 19 : III. *Saint-Laurent*.

IV. *Benon (Saint-Laurent)*.

V. *Ramonet (Mios)*.

VI. *Maison de Charité (Saint-Sauveur)*.

VII. *Lupian (Hourtin)*.

DUNES LITTORALES « PRIMAIRES » OU « ANCIENNES ».

Massif de *Talaris*.

CONCLUSION.

Nous avons jusqu'ici simplement cité le sable de revêtement auquel il faut, selon BLAYAC, réserver l'appellation de Sable des Landes.

D'après BLAYAC, le Sable des Landes serait dû à l'étalement, sur le continent, du sable provenant de la démolition des *dunes maritimes*. En réalité, ainsi que nous allons le voir, cette explication ne peut pas être retenue. Les *dunes maritimes modernes*, de formation bien plus récente, sont superposées au Sable des Landes. Celui-ci est le produit de phénomènes complexes que nous allons définir.

LAVAGE DES ALLUVIONS ANCIENNES PAR LES EAUX
DE RUISSELLEMENT

La bordure orientale de la haute terrasse est constituée par des croupes caillouteuses largement étalées et soumises aux

phénomènes actuels d'érosion. Le sable calibré commence à apparaître dans les légères dépressions que séparent les croupes.

Il se trouve là près de son lieu d'origine. On voit en effet les eaux des fortes pluies entraîner dans les fossés et déposer au bas des pentes le sable provenant du lavage des alluvions anciennes. Dans les dépressions qui constituent le bassin supérieur des cours d'eau, ce sable possède déjà une assez grande épaisseur.

Les coupes I et II précisent sa position par rapport aux alluvions anciennes.

A *Nodriz (Vertheuil)*, coupe I, le sable a été accumulé au Sud du ruisseau sur une centaine de mètres de largeur et une épaisseur de 2 à 3 mètres.

La seconde coupe passe par le *hameau de Fournas (Cissac)* et le *pont de Lieujean*, au Sud du *Château de Fonpiqueyre*. La vallée est encaissée, seule la partie située au Sud du pont est encombrée par les sables. Vers l'aval, elle s'élargit et, à partir du Château, le ruisseau retrouve son ancien lit dans le Calcaire à Astéries.

La partie supérieure des vallées de la bordure orientale de la haute terrasse est ainsi partiellement comblée par du sable calibré qui dépasse les bords et forme une mince couche loin des rives actuelles.

L'exemple le plus net de cette répartition est fourni par la partie supérieure du bassin hydrographique de la *Jalle de Saint-Médard*. Les alluvions anciennes, sur le bord du bassin, au Sud, sont à 50 mètres d'altitude (Mérignac-Beutre); sur les rives mêmes du cours supérieur de la Jalle, elles ne sont plus qu'à 35 mètres (Martignas-Camp de Souges) : une épaisseur d'une quinzaine de mètres d'alluvions a donc été détruite. Sur le territoire de la commune d'Illac, ce bassin d'érosion est en grande partie comblé par du sable éolien. Sur les deux rives de la Jalle et de ses affluents, le sable de comblement supporte des dunes très basses et sans orientation déterminée.

DUNES FLUVIATILES ET CONTINENTALES

La coupe III représente un stade plus avancé du transport des sables. Elle se situe sur le cours inférieur de la *Jalle de Saint-Laurent*. Le sable déposé sur les rives par le ralentissement du cours a été repris par le vent et amoncelé en dunes très étalées qui comblent partiellement une ancienne vallée d'érosion.

Entre deux dunes, il se forme une petite lagune temporaire. Le même phénomène s'observe au Sud de Cissac, entre la Motte et

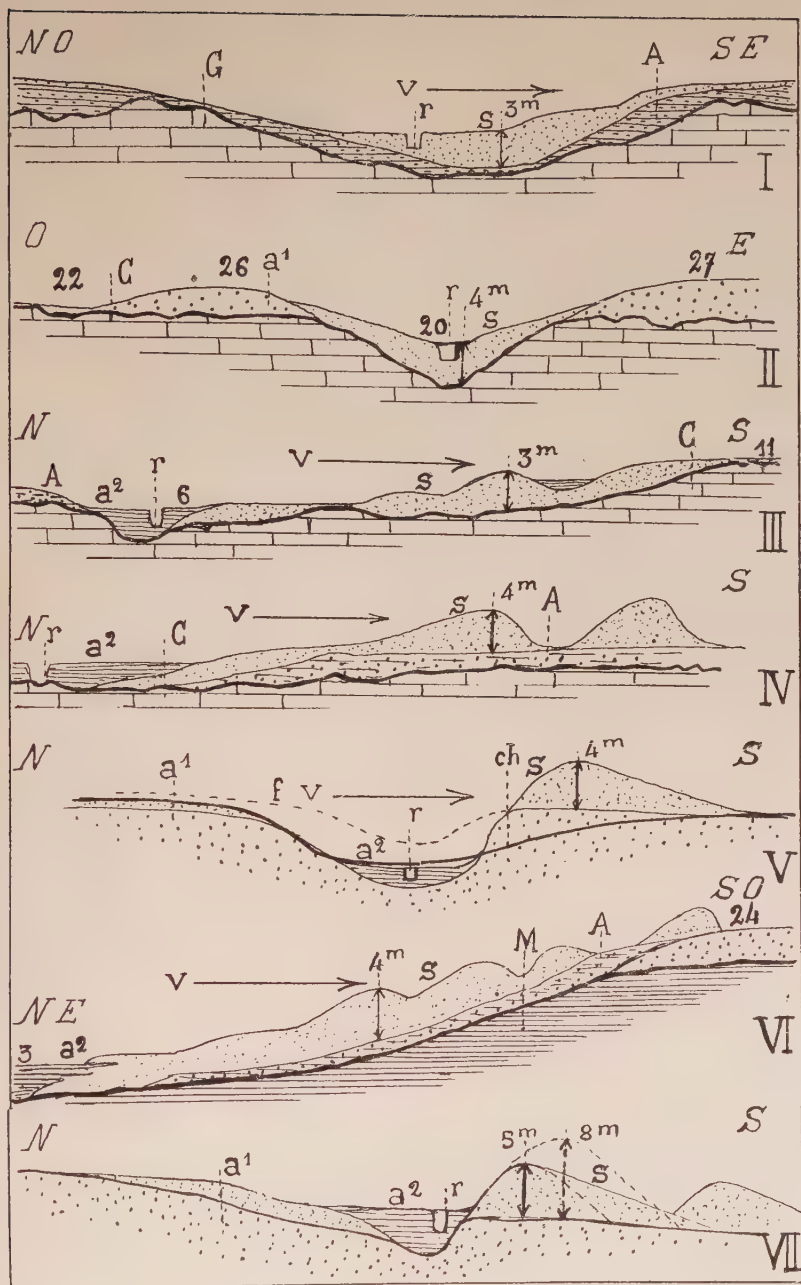


FIG. 19. — Formation et déplacement du « Sable des Lundes ».

C : calcaire. — M : marnes. — A : éboulis. — a^1 : alluvions anciennes. — a^2 : alluvions modernes. — S : sable éolien. — r : ruisseau. — $v \rightarrow$: direction du vent dominant. — Coupes : I, Nodriz (Vertheuil); II, Château de Fonpiqueyre (Saint-Sauveur); III, Saint-Laurent; IV, Benon (Saint-Laurent); V, Ramonet (Mios); VI, Moulins de Charité (Saint-Sauveur); VII, Lupian (Hourtin).

le Moulin. Le terrain marqué A sur la Carte géologique est constitué par une assise de sable éolien de 2 mètres d'épaisseur surmontée par une alluvion récente argileuse de 0 m. 50. Celle-ci renferme en abondance des Mollusques terrestres : *Helix*, *Cyclostoma*, *Limnæa*, *Planorbis*, *Succinea*, *Clausilia*, *Pupa*, etc. Le sable de transport déposé dans la vallée principale fermant le débouché du vallon qui descendait de Petite-Riveaux, il s'était formé là une petite lagune.

A Benon (coupe IV), les *dunes fluviales* sont déjà bien constituées. Le rôle du vent dans le transport des sables provenant des cours d'eau est nettement marqué par la position et l'orientation des dunes.

La coupe V représente un cas particulier, très fréquent dans la partie moyenne des vallées. Nous avons retenu l'exemple de la *Canau*, affluent de la Leyre, parce que la route de Ramonet à Mios donne là une bonne coupe de la vallée.

Celle-ci est creusée dans les alluvions anciennes. Sa rive sud porte une rangée presque ininterrompue de *dunes fluviales*.

Leur position ne se rapporte pas au lit actuel. Elle correspond à un stade de creusement antérieur, lorsque le fond de la vallée se trouvait en f.

Dans la tranchée de la route, le sable éolien de la dune repose sur les alluvions anciennes sans interposition de terre végétale, d'altos ou de niveau tourbeux : *au moment du dépôt du sable éolien, le sol était nu.*

Le stade de formation des *dunes fluviales* des rives de la Canau est la règle générale pour un grand nombre de cours d'eau de la partie occidentale du département des Landes.

Dans le Médoc, il peut également s'observer sur les rives de la *Jalle de Saint-Médard*, à partir de Martignas. Près du camp de Sôuges, une dune domine d'une dizaine de mètres le lit actuel, taillé dans la Mollasse helvétique.

Les différents faits que nous venons de citer se trouvent réunis et en quelque sorte résumés dans la coupe VI.

Au Sud-Est du Château de la Motte, de part et d'autre de la route de Pauillac à Hourtin, la large bande indiquée sur la Carte géologique comme représentant des éboulis (A) est constituée par des sables amoncelés en dunes.

Le sable éolien ne représente pas sur le flanc de la vallée les différentes étapes du creusement du bassin d'érosion : les argiles vertes de la Mollasse du Fronsadais, qui occupent toute la pente, sont en effet recouvertes par des graviers d'éboulis jusqu'au niveau du marais. De plus, une dernière dune s'est avancée sur le plateau, témoignant ainsi de son origine éolienne.

Des faits identiques s'observent au débouché de la vallée voisine de Fonpiqueyre dont nous avons vu le cours supérieur dans la coupe II. Là aussi la dernière dune vient recouvrir les alluvions anciennes du bord du plateau. La route de Pauillac à Hourtin la traverse.

La coupe VI montre donc que *le sable éolien ne s'est déposé qu'après le creusement complet de la vallée, pendant la dernière phase de comblement du bassin d'alluvions modernes du Breuil.*

Ces différents exemples font ressortir trois ordres de faits : *lavage des alluvions anciennes par les eaux de ruissellement (1^{er} triage), transport du sable par les cours d'eau (2^e triage) et reprise par le vent avec formation de dunes (3^e triage).* Mais les phénomènes décrits restent localisés et ne concernent que des masses relativement restreintes de sable éolien. Ils vont prendre plus d'importance sur l'autre versant du Médoc.

La coupe VII rappelle les coupes précédentes.

Après être sortie de la zone subhorizontale des lagunes et des argiles de la partie médiane du Médoc, la *Berle de Lupian* ou de Cailloua traverse avec un cours rapide une région de graviers et arrive, en amont de Lupian, à la cote 15. Son cours présente là une rupture de pente dont la conséquence est le dépôt des sables provenant du lavage des alluvions anciennes. Sur la rive nord, une bordure de sable éolien de 2 à 3 mètres d'épaisseur s'étend jusqu'à 300 mètres du cours actuel. Sur la rive sud s'élèvent de véritables dunes dominant de 5 à 10 mètres le lit du cours d'eau.

Elles s'étalent vers le Sud et se fondent en une couche uniforme de sable éolien dont l'épaisseur croît progressivement pour atteindre 10 mètres au Sud de l'étang de Carcans.

Les *Crastes de Lacanau* présentent un système de *dunes fluviales* plus important que celui de la Berle de Lupian. Quelques dunes sont figurées sur la Carte géologique, autour de Mistres et sur le bord de l'étang.

Celles de Mistres semblent indépendantes des cours d'eau actuels. En réalité, elles ont été formées par d'anciens cours d'eau. Les sables accumulés sur leur rive sud les ont rejetés peu à peu vers le Nord et ont dirigé leur cours vers celui de la Berle de Lacanau. Les dunes de Mistres, dites *continentales*, ont donc, comme les précédentes, une origine fluviale.

Celles qui bordent l'étang, près de Lacanau, ont été formées par la Craste de Planquehaute. L'une d'elles forme dans l'étang l'île des Boucs. Plus au Sud, de petites îles et des hauts fonds prolongent à travers l'étang les dunes de Mistres (voir fig. 36).

Le système des *dunes fluviales* dépendant des cours d'eau situés

entre Hourtin et Lacanau se retrouve sur la *rive occidentale des étangs*.

Dans celui de Carcans, la Pointe des Cartious et la Pointe de Coben sont formées par deux dunes anciennes de direction Est-Ouest. Un système de *dunes fluviales* se trouve encore au Sud de l'étang et un autre au Moutchic, sur la rive nord de l'étang de Lacanau.

Sur tous ces points, Lupian, Mistres, Lacanau et rives des étangs, les dunes ont la même orientation et sont toujours en relation avec un réseau hydrographique ancien ou actuel. Mais elles ne sont plus posées, comme dans la bordure orientale, sur le fond rocheux tertiaire ou sur les alluvions anciennes plus ou moins démantelées; *elles sont contemporaines de la dernière phase de comblement par des sables éoliens*.

Les dunes de la bordure orientale du Bassin d'Arcachon appartiennent à la même catégorie. Elles reposent sur le sable éolien qui atteint 20 mètres d'épaisseur à Andernos et à Taussat, et 12 mètres à une distance de 2 km. 500 vers l'Est. On trouve encore des dunes sur les rives de la Berle d'Arpecht, entre Arès et Andernos, et du Lanton qui passe près du village de ce nom.

Les *dunes fluviales* de l'Arpecht bordent surtout la rive sud de la partie moyenne et inférieure de son cours. A son embouchure on trouve, également sur sa rive sud, un entassement de dunes basses et sans direction dominante. Certaines paraissent très récentes.

Les dunes du Lanton occupent la même position. Elles sont plus éloignées de la rive du Bassin en raison d'un alluvionnement récent de la Leyre.

La grande dune de Lanton est à 500 mètres du ruisseau actuel. Il y a eu déplacement, soit de la dune, soit du cours d'eau.

A 2 kilomètres au Sud-Est d'Audenge, la base du sable éolien est remontée à 0; elle vient finir à + 6 mètres contre les alluvions anciennes de Biganos qui forment la bordure sud du bassin de comblement de la partie occidentale du Médoc.

Immédiatement au Sud de Biganos commence le *bassin de la Leyre*. Les dunes que l'on trouve en divers points de la partie inférieure de ce bassin ne sont pas comparables à celles de la rive orientale du Bassin d'Arcachon.

Ayant accompagné le creusement des vallées elles sont supportées par les alluvions anciennes. De plus, leur position n'est pas partout en relation apparente avec le réseau hydrographique actuel. Certaines signalent d'anciens lits; telles sans doute celles qui se trouvent au Bournet (Salles) près des bancs de grès quartziteux signalés par BROCHON.

D'autres se sont éloignées du lieu de leur formation, celles par

exemple, décrites par LINDER, que l'on trouve sur la route de Facture à Belin, à 1 kilomètre de Mios. Deux niveaux aliotiques humifères, dans l'une d'elles, montrent qu'elles se sont déplacées lentement et avec des temps d'arrêt assez longs.

Ces différents faits prouvent que les phénomènes décrits dans le Médoc se répètent avec les mêmes caractères dans le bassin de la Leyre qui forme la partie septentrionale de la Grande Lande. On les retrouve encore remarquablement identiques dans les autres bassins hydrographiques de cette région jusqu'à Bayonne.

DUNES LITTORALES PRIMAIRES OU ANCIENNES

Le sable éolien de comblement et les *dunes fluviales* continuent sous les *dunes modernes* et réapparaissent sur le littoral ou dans la chaîne dunaire (Vues 14, 15, 16).

Entre Carcans-Plage et Lacanau-Océan le sol du bassin de comblement occidental du Médoc reparait sur le littoral à une altitude moyenne de 5 mètres. On y retrouve également les *dunes fluviales* que l'on avait vu disparaître à l'Est sous le sable des *dunes modernes*. Elles sont séparées de celles-ci par un niveau d'humus qui caractérise les dunes fluviales des rives des étangs.

Enfin, le sable éolien ancien forme sur le littoral de hautes dunes appelées *dunes anciennes* ou *dunes primaires*. La *Carte des massifs dunaires anciens* du littoral atlantique a été dressée par DURÈGNE, en 1897, et publiée de nouveau par SAINT-JOURS, en 1929.

Un premier massif se trouve au Nord de l'étang de Hourtin, près de Contaut. Il est placé sur la bordure sud des alluvions anciennes qui forment là, à une altitude de 15 mètres, une zone de partage des eaux, entre la région des étangs et celle du Bas-Médoc.

Mais le plus important massif dunaire ancien du littoral médocain se trouve à l'Ouest du marais de Talaris entre les étangs de Hourtin et de Lacanau. Nous le prendrons pour type.

Massif de Talaris

La place de ce massif entre les deux estuaires (occupés aujourd'hui par les étangs de Carcans et de Lacanau) dans lesquels se déversaient les cours d'eau qui avaient drainé une région étendue, explique l'accumulation des sables de transport sur cette partie du littoral.

Au Moutchic, au bord de l'étang de Lacanau, les deux premières *dunes primaires* sont basses et présentent encore tous les caractères des *dunes fluviales*. Elles supportent un bois de chêne d'un beau

développement et une abondante végétation de sous-bois où domine la fougère. L'extrémité de ces dunes disparaît sous la haute *dune moderne* du Mouthic.

En pénétrant dans le massif, vers le Nord, on trouve une grande dune orientée ENE-OSO, haute de 46 mètres, longue de près d'un kilomètre, large de 200 à 300 mètres et en pente abrupte au Nord. De ce haut belvédère (Signal de Lacanau), la vue embrasse un vaste panorama : à l'Est, l'étendue de la forêt médocaine; vers le Nord, l'étang de Hourtin et le marais de Talaris sur lequel se détache le petit étang du Cousseau et enfin, à l'Ouest, le large croissant que décrit le massif des *dunes anciennes*.

La haute muraille formée par le flanc nord de la dune donne fortement l'idée d'une fixation brusque avec, non seulement arrêt de progression, mais immobilisation de la masse sableuse tout entière par le développement de la végétation. *La position et le déplacement de la dune montrent qu'elle est postérieure au comblement du bassin occidental par le sable de transport. Le Sable des Landes, antérieur à la formation d'une chaîne dunaire ancienne, ne peut pas provenir de la démolition de cette chaîne. Il faut admettre au contraire que les dunes primaires proviennent du Sable des Landes entraîné par le ruissellement et transporté par les cours d'eau dans les estuaires et sur le rivage où le vent l'a repris pour le jeter sur le continent et le pousser vers l'intérieur.*

La haute dune de bordure est doublée à l'Ouest par une seconde dune aussi importante, de même orientation, et présentant le même état de fraîcheur. Une dune moins haute devait la relayer vers le Sud-Ouest, mais elle a été ensevelie par une *dune moderne* de direction Nord-Sud et dont le talus abrupt se trouve à l'Est. Vers le Nord, les *dunes anciennes* sont moins distinctes et présentent des directions variables. En même temps elles diminuent d'importance et de hauteur. En s'approchant de Carcans-Etang on retrouve des dunes bien formées, orientées également ENE-OSO et recouvertes d'une riche végétation.

En résumé, par leur place et leur orientation, les dunes anciennes du massif de Talaris peuvent être considérées comme des dunes d'estuaire qui se sont déplacées sous l'action d'un vent dominant du secteur Sud-Ouest.

Au Sud du Bassin d'Arcachon, on trouve deux grands massifs de *dunes primaires* qui occupent, entre le Bassin et l'étang de Cazaux et entre ce dernier et l'étang de Biscarosse, la même position que celui de Talaris entre les deux étangs de Hourtin et de Lacanau.

Le plus grand développement du massif de La Teste est lié à l'importance du réseau hydrographique de la Leyre.

Etendue des bassins d'érosion, quantité de sable entraîné et déposé sur les rives des estuaires, et importance des massifs dunaires litto-

raux constituent trois ordres de faits en étroite interdépendance.

La formation actuelle de la dune du Pilat (1) permet de rendre compte dans une certaine mesure de la formation des *dunes primaires* au débouché des estuaires.

Le vaste bassin qui comprend la partie sud du Médoc et le bassin de la Leyre a pour unique débouché les « passes » du Bassin d'Arcachon.

Les nombreux cours d'eau qui le drainent, à qui leur pente de 1 à 5 mètres par kilomètre donne une allure torrentielle, déversent dans le Bassin de grandes quantités de sables.

Ces sables, après de nombreux déplacements sur les bancs de l'intérieur et des « passes », arrivent à la sortie du Bassin et sont rejetés à la côte par les courants marins et les vents. Une partie sert à prolonger la Pointe du Cap-Ferret, l'autre alimente la dune du Pilat qui ne cesse de s'accroître en volume et en hauteur. Ainsi un apport incessant de matériaux par les cours d'eau suffit à expliquer le développement d'un important massif dunaire au débouché d'un estuaire.

Une remarque peut être faite relativement à la répartition des *dunes primaires*. Les trois massifs littoraux de Contaut, Talaris et La Teste sont situés respectivement sur le prolongement, vers l'Ouest, des axes anticlinaux de Couquèques, de Listrac-Blaye et de Villagrains-Landiras.

Nous aurons à examiner dans l'étude du Quaternaire moderne si ces rapprochements entre les bassins de comblement de sable éolien et les synclinaux d'une part et entre les massifs de *dunes primaires* et les anticlinaux d'autre part, résultent de simples coïncidences ou bien s'ils expriment des relations véritables entre ces différents faits.

CONCLUSION

Dans le Médoc, le Sable des Landes est une formation bien définie qui n'alterne pas avec les alluvions anciennes « latéralement et verticalement comme le feraient les diverses parties d'un tout hétérogène », ainsi que le pensaient LINDER, BENOIST, HARLÉ et Em. FALLOT.

C'est un sable éolien, comme l'avait vu BLAYAC; mais il ne provient pas des *dunes maritimes modernes* dont les éléments auraient été répartis sur le continent par des vents d'Ouest dominants. Il n'est pas davantage dû à la démolition d'une chaîne dunaire littorale plus ancienne; les *dunes primaires* lui sont également postérieures.

(1) Depuis 1935 l'évolution de la dune du Pilat est suivie par M. RICAUDY.

Le Sable des Landes est essentiellement un produit d'érosion des alluvions anciennes et principalement de la nappe alluviale externe.

Dans la partie orientale du Médoc, la nappe alluviale interne peut contribuer à sa formation. Il est arrivé ainsi que certaines vallées du versant oriental, par creusement vers l'amont, ont remonté vers l'intérieur de la nappe alluviale externe. Dans leur partie inférieure se trouvent ainsi mélangés les sables provenant du lavage des nappes alluviales externe et interne. Ces sables comblent les dépressions, s'entassent au bas des pentes ou sont étalés en une mince couche. Mais dans tous ces cas il s'agit d'une formation peu épaisse et de faible étendue.

Dans la partie occidentale du Médoc, le Sable des Landes occupe de vastes espaces et provient exclusivement de la destruction de la nappe alluviale externe. Son origine, en tant que produit d'érosion, a son point de départ au moment où le fleuve a abandonné la nappe alluviale externe à l'Ouest.

Mais en tant que terrain de transport et formation géologique indépendante, son âge est beaucoup plus récent. En effet, sur la bordure orientale du Médoc, les coupes de la figure 19 montrent que *le Sable des Landes est postérieur au creusement des vallées.*

Le dépôt du Sable des Landes est séparé du Quaternaire ancien par une longue période pendant laquelle l'érosion a d'abord démantelé les nappes alluviales externe et interne puis entaillé profondément leur fond rocheux.

D'autre part, dans les bassins d'érosion qui bordent l'estuaire et sur le littoral, on le voit s'intercaler dans les couches qui terminent le comblement des bassins d'alluvions modernes.

Le Sable des Landes est donc une formation qui appartient au Quaternaire moderne. Son âge peut être assez bien précisé car on sait en effet que le sol du Sable des Landes a porté des habitats néolithiques.

Il faut encore rappeler que le Sable des Landes s'est formé sur un sol nu, dépourvu de végétation et soumis à un régime de vents dominants du secteur nord, c'est-à-dire pendant une période froide.

Du rapprochement de ces différents faits, on peut conclure que *le Sable des Landes s'est formé à la fin de la période glaciaire, avant l'instauration du climat atlantique humide qui a provoqué le développement d'une végétation abondante capable de fixer les sables.*

Un intervalle de temps assez long a dû encore s'écouler entre cette fixation et l'arrivée des populations néolithiques, car, en de nombreux points, les stations et les vestiges de l'industrie humaine sont placés sur une couche déjà épaisse de débris végétaux.

C'est donc du Mésolithique qu'il faut dater la formation du Sable des Landes. La découverte d'*Elephas primigenius* à Magescq sous le sable éolien de revêtement confirme cette attribution.

Plus exactement, on peut dire que la formation du Sable des Landes a commencé au moment où un changement dans la position relative du niveau marin est venu relever le niveau de base des cours d'eau et modifier leur régime. Au point de rupture de pente a commencé alors le dépôt des sables de transport. Les mêmes phénomènes ont persisté autant que les conditions qui avaient amené leur production, c'est-à-dire pendant toute la période correspondant à la formation des alluvions modernes.

Les phénomènes actuels d'érosion continuent la formation du Sable des Landes. Tous les cours d'eau du Sud-Ouest, pendant leurs crues, transportent du sable calibré qu'ils déposent dans leur vallée et qui encombrant leur cours inférieur.

Il s'agit toujours du Sable des Landes. Les phénomènes n'ont pas été différents dans le passé; leur ordre de grandeur seul était autre : érosion et transport, en raison de la plus grande pente du sol, ont été bien plus importants. De plus, tandis que les sables actuels restent fixés au lieu de leur dépôt par une végétation abondante, les sables de transport anciens trouvaient un sol nu exposé aux vents dominants des sec-teurs NO, N, NE.

Malgré ces différences, les faits actuels permettent de rendre compte de ce phénomène général qu'est la formation du Sable des Landes, dépôt qui joue un rôle de première importance dans les aspects géographiques et la vie économique du Médoc et de la partie occidentale du Bassin d'Aquitaine.

Le mode de formation des *dunes fluviales* fait qu'elles ne doivent pas être partout du même âge. Celles du cours supérieur des vallées (Saint-Jean-d'Illac) et de la bordure du bassin occidental (Lupian) sont plus anciennes que celles d'Arès et

de Lanton qui sont postérieures au comblement de ce bassin par le sable de transport.

La formation des *dunes fluviales* a dû se poursuivre pendant toute la durée du dépôt du Sable des Landes, c'est-à-dire pendant la phase de comblement du Quaternaire moderne.

Les *dunes maritimes primaires*, contemporaines des *dunes fluviales* les plus récentes, sont en relation avec un réseau hydrographique creusé dans le Sable des Landes.

Les *dunes primaires* de Talaris, orientées ENE-OSO, se sont déplacées sous l'action d'un vent dominant de secteur SO. Elles reposent sur le Sable des Landes par l'intermédiaire d'une couche de tourbe.

Elles se sont donc formées sous un climat atlantique tempéré et humide, différent de celui qui régnait pendant la formation du Sable des Landes.

Certaines d'entre elles, qui portent des restes d'habitats néolithiques, sont antérieures à cette période; mais on ne peut conclure de ce fait qu'elles sont toutes d'âge anté-néolithique. Les estuaires étant restés ouverts jusqu'à une époque très récente, il est probable que la formation des dunes, sur leurs rives et sur le littoral, a été un phénomène continu qui a dû se poursuivre pendant de longs siècles.

La formation du Sable des Landes, des dunes fluviales et des dunes primaires est donc en premier lieu le résultat de phénomènes d'érosion et d'alluvionnement analogues à ceux auxquels nous assistons aujourd'hui. Mais elle a été en outre déterminée par un changement de climat et une variation du niveau de base des cours d'eau, c'est-à-dire par des phénomènes généraux que nous aurons à définir dans l'étude du Quaternaire moderne.

CHAPITRE III

LA NAPPE ALLUVIALE INTERNE

RÉGION DE BORDEAUX : DE GRADIGNAN A BLANQUEFORT (fig. 20 et 21).

DE BLANQUEFORT A AVENSAN (fig. 22, coupes I et II).

Bord externe.

Terrasse de Margaux. Coupes I et II.

Terrasse de Soussans. Coupe I.

Terrasse de Macau. Coupe II.

MOULIS, LISTRAC, ARCINS, LAMARQUE, CUSSAC (fig. 22, coupe III).

Zone externe.

Terrasse de Poujeaux.

Terrasse de Cussac.

Terrasse de Lamarque.

DE SAINT-JULIEN A SAINT-SEURIN-DE-CADOURNE.

Terrasse de Saint-Julien-Pauillac (fig. 22, coupe IV).

Terrasse de Saint-Estèphe-Saint-Seurin (fig. 23, coupes V et VI).

BAS-MÉDOC.

Saint-Christoly-de-Médoc (fig. 23, coupe VII).

Bégadan, Valeyrac.

Jau (fig. 23, coupe VIII).

Queyrac, Vensac, Saint-Vivien, Talais.

Résumé.

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS.

Résumé : nappes alluviales a^{1b1} , a^{1b} , $a^{1b?}$, a^{1c} , a^{1d} .

Caractères généraux de la nappe alluviale interne (fig. 24).

RÉGION DE BORDEAUX : DE GRADIGNAN A BLANQUEFORT

Dans la région de Bordeaux, la nappe alluviale interne a été étudiée en détail par M. BALLAND, qui y distingue deux niveaux d'alluvions : « la terrasse de 20 à 25 mètres et la terrasse de 12 à 15 mètres ».

Nous résumerons d'abord les résultats de ses recherches .

TERRASSE DE 20 A 25 MÈTRES

« Sur la carte, une bande sensiblement parallèle au bord interne de la terrasse précédente est caractérisée par des cotes oscillant autour de 20 mètres. »

L'altitude s'abaisse vers l'Est jusqu'à 15 et 12 mètres; mais le fait est dû en grande partie à l'érosion. Le fond rocheux se trouve vers 15 mètres sur le bord externe et 10 mètres sur le bord interne; il se maintient autour de 12 mètres sur une grande étendue.

Les limites de la terrasse de 20-25 mètres sont imprécises et « assez hypothétiques en raison de l'absence de talus bien net ».

TERRASSE DE 12 A 15 MÈTRES

Le second niveau d'alluvions s'élève sur son bord externe, sensiblement à la même altitude que le bord interne du précédent, soit à 15 mètres. Le modelé du relief ne permet pas par conséquent de séparer les deux niveaux; mais leur distinction est nettement marquée par le fond rocheux qui passe brusquement de 10 mètres à zéro. Le bord interne domine de quelques mètres la surface des marais de la plaine moderne.

M. BALLAND rapporte à la terrasse de 12-15 mètres la croupe caillouteuse de l'Eglise de Bègles et la bordure d'alluvions anciennes située à l'Est de Bruges, au Bouscat et à La Motte. « Rien, dit-il, sur le territoire de la Ville de Bordeaux ne peut lui être attribué. »

Il résume les résultats de ses recherches dans une coupe Eysines-Lormont que nous reproduisons (fig. 21, I).

La réduction de la nappe alluviale interne à deux terrasses, représentant deux phases d'alluvionnement séparées par une phase de creusement, constitue un schéma général exact dans ses grandes lignes. *Mais, dans le détail et en de nombreux points, les faits sont plus divers et correspondent à des phénomènes plus complexes.*

Les deux terrasses distinguées par M. BALLAND sont figurées dans la petite carte de la région de Bordeaux de la figure 20 (II). A l'Ouest, s'étend la terrasse Mérignac *a*^{1a} étudiée avec la nappe alluviale externe.

La ligne 1 indique la direction prise par le fleuve au moment où, ayant rompu la barrière formée par la zone anticlinale Lormont-Blanquefort, il prit la direction Sud-Nord.

La zone *a* appartient à la première phase de creusement : c'est celle des croupes caillouteuses, déjà décrites, dont le fond rocheux s'abaisse vers l'Est de 30 à 20 mètres.

La zone *b* renferme, à une altitude moyenne de 25 mètres, les étalements caillouteux de Talence, Saint-Augustin, La Glacière et Caudéran. Le fond rocheux, à Talence, a été atteint dans des puits

vers 16 mètres. A Saint-Augustin, il se trouve en moyenne à 15 mètres. Les caves des maisons du quartier Pélegrin, de construction récente, sont généralement creusées dans les argiles de décalcification ou l'assise supérieure du Calcaire à Astéries.

Les alluvions de la zone *c* sont fortement démantelées par l'érosion des ruisseaux qui convergent vers le centre de Bordeaux. Le fond rocheux, sur le trajet des boulevards et jusqu'à Bruges, s'y trouve vers 12 mètres.

Il est un peu plus bas dans la zone *d* soit, en moyenne, vers 10 mètres. C'est à cette altitude qu'il a été trouvé cours de la Marne, cours Victor-Hugo et place Gambetta. En ce dernier point, un ancien forage relevé par JOUANNET l'a atteint à 10 m. 25 sous 8 m. 19 de dépôts variés.

Vers l'Est, aux abords du fleuve, la surface du Calcaire à Astéries a été démantelée par une érosion récente. L'altitude où on l'observe ne doit pas par conséquent être retenue. On peut dire qu'on ne trouve plus d'alluvions en place sur un fond rocheux inférieur à 10 mètres.

La partie orientale de la plaine alluviale a été détruite par un creusement postérieur dont la coupe II de la figure 21 donne l'explication.

En se déplaçant vers l'Est, le fleuve a atteint vers 10 mètres, en *m*, le point où la base du Calcaire à Astéries se relève par une flexure pour former la zone anticlinale *a* (coupe II^a, fig. 8).

Le creusement a progressé rapidement dans les couches lacustres et fluviatiles du sommet du Sannoisien. La rive occidentale suivait sensiblement la direction de la flexure qui marque la bordure de la zone anticlinale *a*. *Le fleuve coupait ainsi obliquement la plaine alluviale qu'il venait de déposer.*

Les points m et m' (coupes I et II de la figure 21) sont équivalents en ce sens qu'ils jalonnent la rive occidentale du nouveau cours; mais ils occupent une position différente. Le premier est extérieur à la terrasse de 20-25 mètres, le second se situe dans sa partie moyenne au point où le fond rocheux, dans la zone c, se trouve encore entre 14 et 12 mètres.

Les deux nappes alluviales qui viennent ainsi en contact ne se suivent pas dans le temps; elles sont séparées par les phases de creusement et d'alluvionnement d et e.

Les phénomènes qui suivent la formation de la terrasse de 12-15 mètres de M. BALLAND (phase *f*) sont encore différents à Bordeaux et dans la région de Bruges.

A Bordeaux, le fleuve de la terrasse moderne, resserré entre les deux rives, détruit la terrasse de 12-15 mètres et entame le talus de la rive gauche en le faisant reculer jusqu'à la position III (fig. 21).

Vers le Nord au contraire une partie de la terrasse de 12-15 mètres est conservée à l'Ouest, dans la région de Bruges.

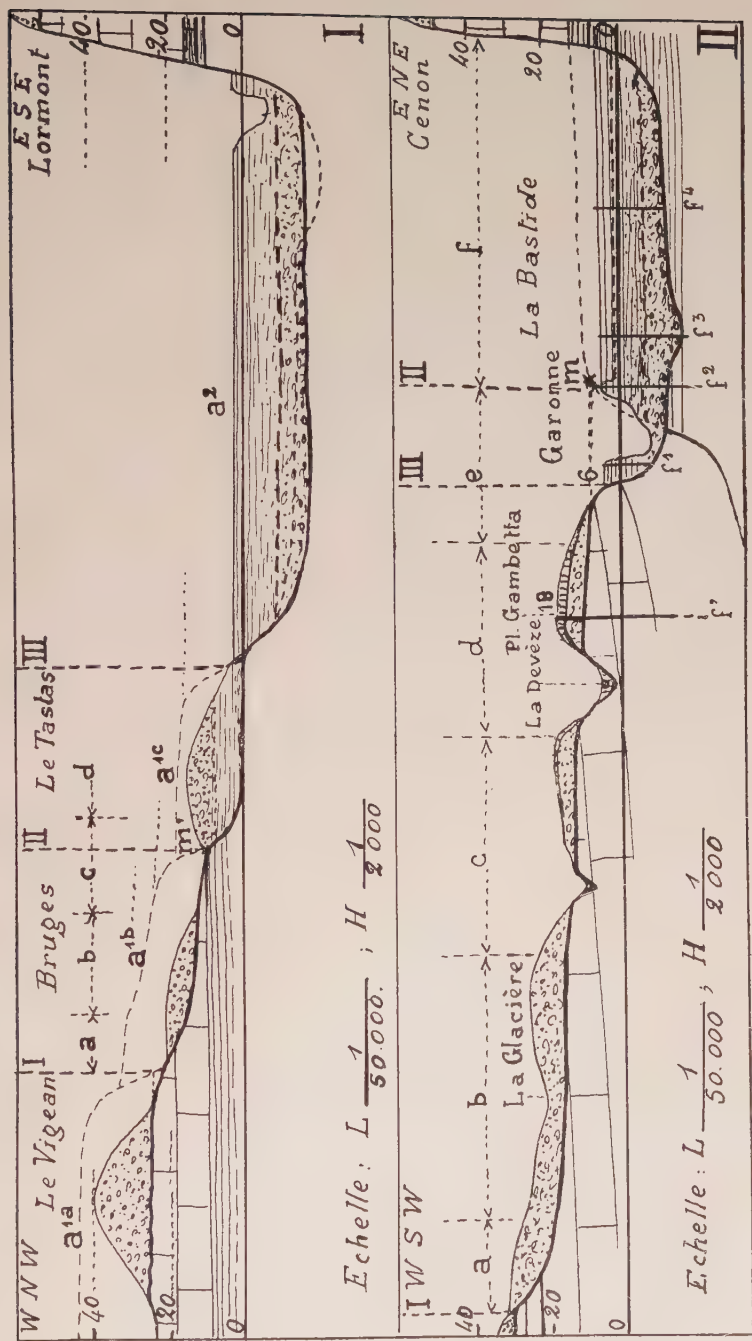


FIG. 21. — La nappe alluviale interne dans la région de Bordeaux.

I. A Bruges (coupe de M. BALLAND interprétée).

II. A Bordeaux : dans les deux coupes, les lettres a, b, c, d, e, f se rapportent aux zones représentées dans la figure 20, II. (Explications dans le texte).

Le talus III n'a donc pas la même signification dans les deux coupes. Au Sud, il se place dans la partie interne de la terrasse de 20-25 mètres (zone e) et au Nord, dans la terrasse de 12-15 mètres (zone f). Dans les deux cas le talus est dû à un changement de direction du cours du fleuve et non à un encaissement sur place pendant deux phases successives de creusement.

CONCLUSION

Dans la région de Bordeaux, au point de vue topographique, on trouve bien, ainsi que l'indique M. BALLAND, deux terrasses nettement distinctes : la *terrasse de Bordeaux* de 20-25 mètres et la *terrasse de Bruges* de 12-15 mètres. Mais les deux terrasses ne représentent pas deux phases successives de creusement et d'alluvionnement : elles ont été formées par un fleuve actif qui déplaçait son cours en approfondissant son lit mineur.

Creusement et changements de direction ont été déterminés par la résistance inégale des terrains tertiaires et par la tectonique de la région. C'est ce dernier facteur qui exerce en définitive une action directrice prépondérante car c'est de lui que dépend la position des différentes sortes de terrains soumis à l'érosion.

La *terrasse de Bordeaux*, ou terrasse de 20-25 mètres de M. BALLAND, est à peu près complète. On peut désigner respectivement sa partie extérieure (fond rocheux de 25 à 16 mètres), sa partie médiane (fond rocheux de 15 à 12 mètres) et sa partie interne (fond rocheux de 10 mètres), par les indices a^{1b1} , a^{1b} , $a^{1b'}$.

A Bruges, cette terrasse est surtout représentée par sa partie médiane a^{1b} .

La *terrasse de Bruges* de 12-15 mètres (fond rocheux à 0) peut être désignée par l'indice a^{1c} .

DE BLANQUEFORT A AVENSAN-SOUSSANS

(fig. 22, I, II)

BORD EXTERNE

De Blanquefort à Avensan la limite de la nappe alluviale interne est très imprécise. La bordure de la nappe alluviale externe a été détruite en partie par l'érosion. Le sable éolien est venu ensuite combler les inégalités du sol et le talus de séparation.

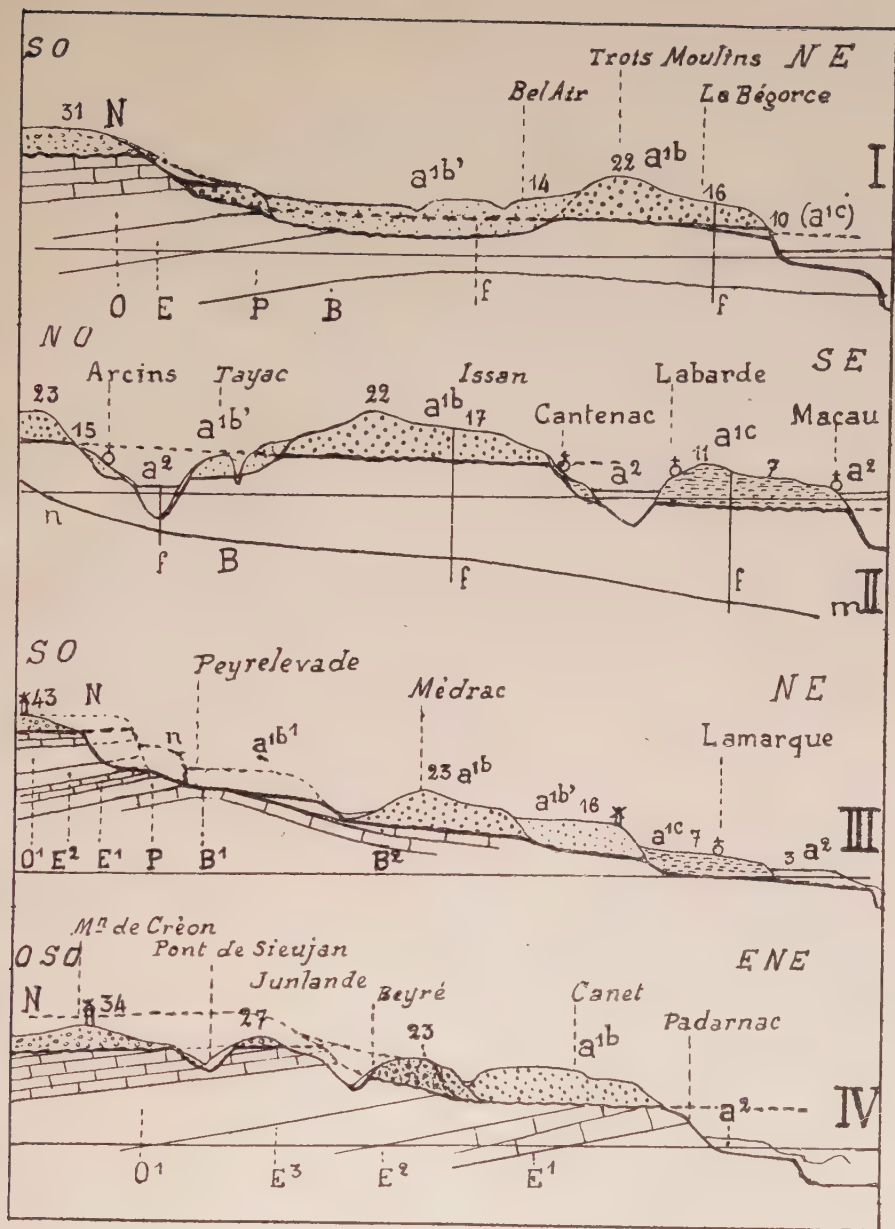


FIG. 22. — La nappe alluviale interne de Blanquefort à Pauillac.

C. I. Terrasses de Margaux et de Soussans. Echelle : L = 1/80.000°; H = 1/2.000°.
 C. II. Terrasses de Margaux et de Macau. Echelle : L = 1/130.000°; H = 1/2.000°.
 C. III. Terrasses de Poujeaux, Cussac et Lamarque. Echelle : L = 1/80.000°; H = 1/2.000°.
 C. IV. Terrasse de Saint-Julien-Pauillac. Echelle : L = 1/75.000°; H = 1/2.000°.
 N : nappe alluviale externe. — a^{1b1}, a^{1b}, a^{1b2}, a^{1c} : nappes alluviales successives. — a² : alluvions modernes. — Terrains tertiaires : même légende que dans la figure 23.

La partie occidentale de la nappe alluviale interne est située dans une zone d'érosion où le fond rocheux passe de 25 mètres à 15 mètres. Bien que peu apparente dans le relief du sol, cette zone de faible largeur doit former, sous les éboulis, le sable éolien et les alluvions en place, un talus à pente assez vive. Elle correspond à une phase de creusement d'un fleuve coulant dans la direction Sud-Nord et recoupant par conséquent la nappe alluviale externe. Le fond rocheux et les alluvions de cette zone représentent le premier stade de la formation de la nappe alluviale interne.

A l'Est de cette zone, la nappe alluviale est formée de deux parties nettement marquées dans le relief : une partie centrale comprise entre les courbes de niveau de 25 et de 12 mètres et une partie orientale qui forme un nouveau palier entre 12 et 3 mètres.

TERRASSE DE MARGAUX (coupes I et II)

La partie centrale est en général recouverte par des bois de pins. L'érosion y a creusé des bassins hydrographiques qui ont été revêtus ensuite par du sable éolien provenant du lavage des alluvions. Pour trouver celles-ci avec leur composition originelle il faut aller les étudier dans les croupes caillouteuses qui séparent ces bassins.

Elles s'étalent à une altitude à peu près constante de 22 mètres. Cette cote se rencontre à Matalan et à Maison-Neuve (le Pian), à la limite des communes du Pian, de Labarde et d'Arsac et aux Trois-Moulins (Margaux).

Le fond rocheux, partout où il a pu être repéré par le creusement de puits, a été atteint à une profondeur moyenne qui varie de 15 mètres au bord externe, à 10 mètres au bord interne.

La composition des alluvions et la position du fond rocheux peuvent être étudiées avec précision dans la région de Margaux.

Le substratum de la nappe alluviale apparaît à l'Est de Margaux sous l'aspect d'une petite falaise de Calcaire lacustre de Plassac, dont le sommet suit sensiblement la courbe de niveau de 10 mètres. Il a été rencontré également par des forages, sur le territoire de la commune, à La Bégorce à $\pm$ 11 m. 30, au Château Palmer à 9 mètres, à Issan (Nid Médocain) à 9 m. 50 et 10 m. 30.

L'épaisseur des alluvions en ces différents points est respectivement de 4 m. 70, 8 mètres, 7 m. 50 et 6 m. 80. La plus grande épaisseur, soit 10 mètres, doit se trouver aux Trois-Moulins (cote 22), à 500 mètres à l'Ouest de La Bégorce.

Dans cette partie de la commune de Margaux et principalement au Sud-Est de La Bégorce, vers la cote de 15 mètres, les alluvions renferment un niveau constitué par des cailloux volumineux. Ceux de 10 centimètres sont nombreux.

La nappe alluviale interne de la région de Margaux forme au point

de vue topographique une véritable terrasse. Nous l'appellerons la *terrasse de Margaux*. Elle présente les caractéristiques suivantes : fond rocheux de 9 à 11 mètres; étalement de 16 à 22 mètres; épaisseur des dépôts de 4 à 10 mètres.

Les autres parties de la nappe alluviale situées plus au Sud, sur le territoire des communes du Pian et d'Arsac et caractérisées par les croupes caillouteuses étalées à l'altitude de 22 mètres, présentent les mêmes caractères.

La *terrasse de Margaux* peut donc être prise comme type de la phase de creusement d'un fleuve postérieur à celui qui avait creusé le talus de la bordure occidentale, et coulant comme lui, dans la direction Sud-Nord.

TERRASSE DE SOUSSANS (coupe I)

Une partie de la nappe alluviale interne, de Blanquefort à Avensan (Ouest) et Soussans (Est), diffère par ses caractères de la *terrasse de Margaux* : c'est la région comprise entre Arsac, Avensan et Margaux. On trouve là une plaine alluviale étalée à une altitude uniforme de 14 à 15 mètres.

Sa limite passe, à l'Ouest, par Ligondra et Mallet et, à l'Est, par Brown et Castelneu, puis contournant la butte des Trois Moulins, se dirige vers l'extrémité de l'affleurement tertiaire marqué sur la Carte géologique.

Cette plaine déprimée, par rapport à la *terrasse de Margaux* et à la nappe alluviale externe, ne représente pas un reste de la *terrasse de Margaux*. Elle en diffère par la position du fond rocheux et par la composition des alluvions.

Le fond rocheux atteint par des puits et par les forages du Château Brown, de Binqüières et de Soussans, se trouve à une profondeur moyenne de 5 mètres, soit 4 m. 40 au Château Brown, 4 m. 35, 5 m. 70 et 6 m. 10 à Binqüières. Au Nord-Est, sur le territoire de la commune de Soussans, le substratum tertiaire n'est pas encore atteint à 6 mètres au fond des gravières creusées autour de Tayac.

Les alluvions exploitées à Citran sont composées d'éléments plus petits que ceux de la *terrasse de Margaux*. Les cailloux sont formés presque exclusivement de quartz blanc. Enfin, la masse des alluvions est constituée par un sable maigre, grossier ou fin, renfermant de nombreux grains usés et arrondis, témoignant d'une action éolienne.

A l'Est de la station de Soussans, la plaine alluviale est étalée en terrasse à l'altitude de 15 mètres. L'exploitation la plus importante a son fond à + 6 mètres, ce qui donne aux alluvions une épaisseur voisine de 10 mètres.

L'élément dominant du dépôt est un gravier sableux, maigre, renfermant des lits peu épais de cailloux. A la base, on pouvait voir en 1930 un lit de gros galets, de 10 à 15 centimètres de dimension,

qui tranchait nettement sur l'ensemble des dépôts superposés. On devait avoir là un emplacement du lit mineur.

En résumé, la région comprise entre Arsac, Margaux et Avenan, par la position du fond rocheux et la composition des alluvions, correspond à une phase de creusement postérieure à celle de la terrasse de Margaux. Nous appellerons cette plaine alluviale la « terrasse de Soussans ».

On passe de la *terrasse de Margaux* à la *terrasse de Soussans* d'une manière insensible. Le fleuve s'est déplacé vers l'Ouest en creusant son lit jusqu'à une profondeur comprise entre 5 et 6 mètres.

TERRASSE DE MACAU (coupe II)

La partie orientale de la nappe alluviale interne constitue une partie du territoire des communes de Parempuyre, Ludon, Macau et Labarde. Elle forme au point de vue topographique une terrasse très uniforme d'aspect et très homogène, que nous appellerons la *terrasse de Macau*.

Sur la Carte géologique (feuille Bordeaux), la *terrasse de Macau* est figurée avec l'indice *a'*. De Blanquefort à Labarde, le tracé des limites est sensiblement exact. Au Nord de Labarde, l'indice *a'* est appliqué, ainsi que nous le verrons, à des alluvions d'âge très variable.

Le bord externe n'est bien marqué dans le relief du sol que là où la *terrasse de Margaux* est bien conservée. Au pied des croupes caillouteuses de 22 mètres, on trouve en effet, soit un talus net, soit une pente très sensible.

Au Nord, entre Labarde et Arsac, l'érosion due à un bassin hydrographique ouvert entre Cantenac et Labarde, et l'existence de la nappe alluviale intermédiaire de Soussans, empêchent de distinguer aucune limite précise.

Le talus de bordure se rencontre de nouveau au bourg de Cantenac, exactement au point où le nouveau cours est venu couper la *terrasse de Margaux*.

Le bord interne de la *terrasse de Macau* est partout très net : il disparaît sous les alluvions modernes à la cote de + 3 mètres au pied d'un talus plus ou moins accentué. Au Sud, dans la commune de Parempuyre, on trouve seulement un léger ressaut de 1 à 3 mètres. Vers le Nord, à partir de Ludon, la dénivellation est de 5 à 6 mètres. Au delà de Labarde, les alluvions de la *terrasse de Macau* ont été emportées par le fleuve du Quaternaire moderne.

De Parempuyre à Labarde, la plaine alluviale s'étale sur une longueur de 10 kilomètres et une largeur moyenne de 3 kilomètres. Son altitude se maintient entre 7 et 9 mètres.

La route de Bordeaux à Pauillac y pénètre à la sortie de Caychac

et la traverse dans toute sa longueur en passant par les cotes extrêmes de 13 et de 7 mètres. Les croupes de Ludon et de Labarde ont 11 mètres.

La composition de la partie supérieure des alluvions peut être bien étudiée dans de nombreuses exploitations. Les dépôts sont essentiellement formés par du gravier passant, soit à un petit cailloutis, soit à un sable graveleux. Le sable, qui constitue la masse principale, est maigre et formé presque exclusivement par des grains éoliens. Ces différents éléments proviennent de dépôts antérieurs remaniés.

A un niveau plus inférieur, on trouve des sables argileux fins à grains de quartz hyalin et anguleux. L'élément argileux est à peu près constant dans la partie moyenne et inférieure.

Un sondage récent a traversé à Parempuyre les couches suivantes :

Terre végétale	0 m. 85
Sable fin calibré	0 m. 35
Gravier et sable calibré	0 m. 95
Sable graveleux argileux	0 m. 60
Sable gris argileux	1 m. 70
Argile grise et cailloux	0 m. 85
Sable graveleux	0 m. 35
Argile grise et cailloux	1 m. 45
Sable graveleux grossier	0 m. 90
Sable fin gris argileux	1 m. 50

Epaisseur 9 m. 50

(Jusqu'à — 3 mètres).

Au Nord, à Labarde (Château Bourgade), un autre forage a traversé des couches semblables, soit :

Terre végétale	0 m. 50
Gravier et sable maigre	3 m. 65
Sable argileux	4 m. 70
Sable et gros gravier	2 m. 02

Epaisseur 10 m. 87

(Jusqu'à — 2 mètres).

La composition des alluvions est donc sensiblement homogène du Sud au Nord.

Sur le bord interne et à une altitude de 4 à 6 mètres, on trouve un niveau formé de cailloux et de gros galets dont les dimensions atteignent 15 centimètres. Des champs de galets s'étalent sur l'alignement Parempuyre-Macau. Le premier, le plus caractéristique, forme l'île d'Arès, dans la plaine moderne, au débouché de la Jalle

de Ludon. Le plus important s'étend de Lafont (Nord de Ludon) à Macau; les plus gros galets se rencontrent près de Priban. Ces dépôts particuliers marquent un emplacement du lit mineur.

Le fond rocheux de la *terrasse de Macau* n'apparaît nulle part en affleurement dans les vallées qui la traversent, ni dans le talus de la bordure orientale. Les puits et les forages qui l'ont atteint ne le rencontrent qu'au-dessous de 0, en général de 0 à — 3 mètres.

Il correspond par conséquent à une phase de creusement postérieure à celle des *terrasses de Margaux* et de *Soussans*. Après elle, le fleuve s'est encaissé, de Parempuyre à Labarde, jusqu'à une profondeur moyenne de — 25 mètres.

RÉSUMÉ ET EXPLICATION DES FAITS

De Blanquefort à Soussans, la formation de la plaine alluviale interne comprend quatre phases auxquelles correspondent respectivement les alluvions de la zone externe de la bordure occidentale et celles des *terrasses de Margaux*, de *Soussans* et de *Macau*.

Les caractéristiques de ces quatre phases sont les suivantes :

Zone externe : creusement de + 25 mètres à + 15 mètres avec faible déplacement du cours du fleuve;

Terrasse de Margaux : fond rocheux de + 15 mètres au bord externe et + 10 mètres au bord interne; étalement actuel de la nappe alluviale entre 16 et 22 mètres; alluvions caillouteuses avec traces de lit mineur à 15 mètres;

Terrasse de Soussans : fond rocheux à + 5 mètres; plaine alluviale à 14 mètres; alluvions caillouteuses moins grossières que les précédentes et traces de lit mineur vers 8 mètres;

Terrasse de Macau : fond rocheux de 0 à — 3 mètres; plaine alluviale étalée de 7 à 9 mètres; alluvions graveleuses et sableuses; traces de lit mineur de 4 à 6 mètres.

Les relations entre les différentes sortes d'alluvions que nous venons de définir sont représentées dans deux coupes perpendiculaires l'une à l'autre et passant par la butte des Trois-Moulins (fig. 22, I et II). Les quatre phases de creusement peuvent être désignées par les indices a^{1b1} (*zone externe*), a^{1b} (*terrasse de Margaux*), $a^{1b'}$ (*terrasse de Soussans*), a^{1c} (*terrasse de Macau*).

Ces différentes phases de creusement correspondent à des déplacements du cours du fleuve. Au début, le fleuve s'est encaissé rapidement dans les marnes de l'Oligocène inférieur O^1 , au pied du Calcaire à Astéries qui commence à former là

une petite falaise que nous retrouverons jusqu'à l'embouchure. Les alluvions a^{1b1} , correspondant à cette phase de creusement, se relieut insensiblement avec la nappe alluviale a^{1b} .

Le fleuve de la *terrasse de Margaux* avait atteint sur le territoire de cette commune un banc résistant de Calcaire lacustre *P*. Vers l'Est, entre Margaux et Bayon, il se heurtait à des couches plus dures. En effet, le Calcaire à Astéries et le Calcaire de Saint-Estèphe, constitués par des bancs compacts, se trouvent abaissés dans la zone synclinale S^2 (fig. 1) à une altitude comprise entre 0 et 10 mètres.

À l'Ouest et au Sud de Margaux, au contraire, le fleuve ne rencontrait que les argiles marneuses et sableuses peu résistantes de l'Eocène supérieur *E*. Il les a entamées facilement.

Mais ces mêmes couches prennent vers le Nord un facies calcaire et se relèvent pour former le flanc sud de l'anticlinal de Listrac-Blaye (fig. 1). La ligne *m n* (fig. 22, II), qui représente la surface du Calcaire de Blaye, montre ce relèvement brusque, à l'approche de l'axe anticlinal Listrac-Blaye. Le fleuve s'est trouvé ainsi rejeté vers Soussans et Arcins dans la direction de la zone d'ennoyage de l'axe anticlinal a^2 , située dans la région de Lamarque, entre les dômes de Listrac et de Blaye.

En raison de la résistance rencontrée au Nord, le Calcaire lacustre de la région de Margaux était entamé, de sorte que la plaine alluviale de Soussans était abandonnée et que le cours rectifié retrouvait la direction NNO, de Labarde à Lamarque, en longeant la petite falaise du calcaire lacustre de Margaux.

Sur cette nouvelle direction, le fleuve commence la formation d'une plaine alluviale, la *terrasse de Macau*.

De nos descriptions et de la comparaison de ces deux coupes se dégagent les conclusions suivantes :

1° *Le passage de la zone externe à la terrasse de Margaux et de celle-ci à la terrasse de Soussans est insensible et ne se traduit pas dans le relief du sol. Dans les deux cas, il y a eu creusement avec déplacement progressif du cours de l'estuaire.*

2° *La limite entre la terrasse de Macau a^{1c} et celle de Margaux a^{1b} , est marquée par un talus qui correspond à un changement de direction du cours du fleuve. Celui-ci, après s'être éloigné de la région de Margaux vers l'Ouest, y revient en recoupant à l'Est la nappe alluviale qu'il avait formée lors de son passage antérieur. Mais par suite de la continuité du creusement, son lit s'étant approfondi entre son éloignement et son*

retour, la nouvelle nappe alluviale se trouve en contre-bas de l'ancienne.

3° *Les déplacements du cours de l'estuaire et par suite la formation des différentes nappes alluviales ont été provoqués par l'inégalité de résistance au creusement des couches tertiaires du fond rocheux.* Cette inégalité est due à leur composition lithologique et à leurs déformations. La première de ces causes a joué en premier lieu; elle explique la rapidité du creusement de la zone externe et les déplacements latéraux pendant la formation de la *terrasse de Margaux*. Mais c'est la seconde, c'est-à-dire *la structure tectonique de la région, qui est intervenue pour provoquer les changements de direction qui ont abouti à la formation des terrasses de Soussans et de Macau.*

4° *L'épaisseur et la composition des dépôts des différentes nappes alluviales correspondent à des phénomènes normaux d'alluvionnement d'un fleuve actif qui n'a pas encore atteint son niveau de base. En particulier, le fleuve de la terrasse de Macau qui roulait des galets de 10 à 20 centimètres, dans un lit mineur et à une altitude actuelle de 4 à 6 mètres, possédait encore un courant rapide, c'est-à-dire une pente relativement forte.*

MOULIS, LISTRAC, ARCINS, LAMARQUE, CUSSAC
(fig. 22, coupe III)

La nappe alluviale interne est limitée au Nord et au Sud par les bassins d'alluvions modernes des Jalles de Castelnau et de Saint-Laurent et à l'Est par la petite plaine d'alluvions modernes qui borde l'estuaire. A l'Ouest, elle vient s'appuyer contre les terrains tertiaires qui forment là un affleurement étendu à une altitude comprise entre 10 et 25 mètres.

ZONE EXTERNE

Les rapports qui existent entre les deux nappes alluviales sont ici plus difficiles à saisir que dans la région précédente.

Le changement de direction du fleuve du NO vers le Nord, à la fin du dépôt de la nappe *n* (*a*^{1a}) s'est fait dans cette région (fig. 18) de sorte qu'il y a eu continuité des phénomènes de creusement et d'alluvionnement. Le nouveau cours du fleuve, plus rapide que le précédent, a détruit en grande partie les dépôts antérieurs. La *terrasse de Donissan*, située à l'Ouest, doit être le seul vestige important de la nappe *n*.

Par contre, les traînées de cailloux de 5 à 10 centimètres, de

direction Nord-Sud, que l'on trouve sur l'Eocène moyen de Peyrelevade, indiquent un cours rapide et pourraient appartenir aux dépôts a^{1b1} . C'est ce fleuve actif qui aurait arasé le sommet du dôme de Lustrac et fait apparaître le Calcaire à *Alveolina elongata*.

A l'Est de Peyrelevade, le fond rocheux forme un plan incliné qui s'abaisse de 22 à 18 mètres en approchant de Médrac. Les petits cailloux qui parsèment le sol montrent que ces terrains ont été recouverts par une nappe alluviale qui ne peut être que la nappe a^{1b1} .

Le fleuve continuant ensuite à se déplacer vers l'Est a laissé des dépôts qui forment les *terrasses de Poujeaux, de Cussac et de Lamarque*.

TERRASSE DE POUJEAUX

La plaine alluviale a été entamée par l'érosion. Les vallées de la Jalle de Castillon au Nord, entre Cussac et Lamarque, et du ruisseau du Bourdieu au Sud, séparent les croupes caillouteuses des Moulins (O et NO de Cussac), de Médrac, de Poujeaux et de Cateygnan, dont l'altitude est respectivement de 20 mètres, 23 mètres et 21 mètres.

Les alluvions y sont fortement caillouteuses, comme celles de la *terrasse de Margaux*. Les cailloux sont de grosseur variable. Les plus volumineux se trouvent dans la partie sud de la croupe de Poujeaux et dans celle de Cateygnan. Une ancienne exploitation située au sommet de cette dernière, au bord de la route de Poujeaux à Moulis, montre un entassement de cailloux de 5 à 10 centimètres de grosseur.

Le fond rocheux de la *terrasse de Poujeaux* est bien repéré grâce aux affleurements qui la bordent. Le substratum éocène apparaît à l'Est, entre Arcins et Poujeaux, au Sud, dans le vallon du ruisseau du Bourdieu et de Peuvignan à Brillette, enfin à l'Ouest, dans le vaste affleurement éocène de Moulis. Sur tous ces points, la base de la nappe alluviale se trouve de 15 à 12 mètres. Enfin, au Nord, le forage du Château Beaumont l'a trouvée à 12 m. 50.

TERRASSE DE CUSSAC

A l'Est de Médrac et relié par une pente insensible avec les croupes de 20 à 23 mètres, on trouve un palier qui se continue d'Arcins à Cussac à l'altitude de 16 mètres.

On pourrait penser qu'on se trouve en présence des restes de la *terrasse de Poujeaux*, dont la partie supérieure aurait été emportée par l'érosion. Mais le fond rocheux de la nouvelle terrasse est nettement inférieur à celui de la précédente. Il n'est pas encore visible aux Deux Moulins, dans la tranchée de la route de Poujeaux à

Lamarque, bien que celle-ci descende de + 16 mètres à + 8 mètres. Il apparaît seulement vers 6 mètres dans les berges de la Jalle de Castillon.

Les dépôts qui constituent la *terrasse de Cussac* sont moins gros que ceux de la précédente.

Ces faits caractérisent une phase de creusement et d'alluvionnement postérieure à la formation de la terrasse de Poujeaux. Le fleuve avait continué le creusement de son lit en se déplaçant vers l'Est. Ce déplacement avait dû être progressif et sans changement important dans la direction du cours. Aussi, il n'y a pas de talus limite entre les deux terrasses de Poujeaux et de Cussac.

TERRASSE DE LAMARQUE

La partie centrale de la commune de Lamarque et la partie orientale des communes de Soussans, d'Arcins et de Cussac forment une plaine d'alluvions anciennes à une altitude de 5 à 7 mètres.

Le fond rocheux est à 0 à Lamarque; il s'abaisse progressivement vers l'Est et se trouve à — 5 dans l'estuaire même, à 250 mètres de la rive.

La plaine d'alluvions anciennes de Lamarque s'étendait donc vers l'Est; sa partie orientale a été détruite par le fleuve du Quaternaire moderne.

Les alluvions sont formées de sables grossiers et de cailloutis à petits éléments. Leur épaisseur actuelle ne dépasse pas 7 mètres.

Par la nature de ses dépôts et la position du fond rocheux, la *terrasse de Lamarque* représente une nappe alluviale homogène correspondant à une phase de creusement et d'alluvionnement postérieure à la formation de la *terrasse de Cussac*. Elle provient d'un fleuve coulant vers le Nord, par suite d'un changement de direction survenu plus au Sud, au niveau de Margaux. *La terrasse de Cussac se trouve ainsi recoupée, d'où formation d'un talus limite particulièrement net au carrefour des routes de Bordeaux à Pauillac et de Listrac à Lamarque.*

RÉSUMÉ ET EXPLICATION DES FAITS

Les faits que nous venons de citer sont représentés dans une coupe transversale, suivant sensiblement la route de Listrac à Lamarque (fig. 22, III).

Dans cette coupe on voit que la nappe alluviale interne s'est formée de l'Ouest à l'Est et qu'elle peut être divisée en quatre phases distinctes correspondant respectivement à la zone

externe et aux terrasses de Poujeaux, de Cussac et de Lamarque.

Les caractéristiques de ces terrasses sont les suivantes :

	FOND ROCHEUX	ÉTALEMENT
Zone externe	de 22 à 18 m.	(lambeaux)
T. de Poujeaux	de 15 à 12 m.	de 23 à 18 m.
T. de Cussac	de 8 à 4 m.	à 16 m.
T. de Lamarque	de 0 à -- 5 m.	à 7 m.

Ces caractères définissent sensiblement chacune des quatre zones que nous avons distinguées dans la région précédente. On peut donc considérer que les terrasses de Poujeaux, de Cussac et de Lamarque sont la continuation des terrasses de Margaux, de Soussans et de Macau. Les indices a^{1b1} , a^{1b} , a^{1b2} et a^{1c} doivent être conservés pour les désigner.

La formation de ces terrasses est due ici à un déplacement du fleuve vers l'Est. Le grand responsable de ce déplacement est l'anticlinal de Listrac-Blaye et plus particulièrement le dôme de Listrac (Peyrelevade).

Le fleuve s'est déplacé vers l'Est dans la zone d'ennoyage de l'anticlinal a^2 (fig. 1).

Le Calcaire lacustre de Plassac, peu résistant, ayant été traversé de 18 à 15 mètres, le fond rocheux s'est trouvé constitué par le Calcaire de Blaye. Les bancs durs de cette formation ayant résisté à l'érosion, l'abaissement du lit du fleuve a été obtenu par un déplacement vers l'Est. Ainsi s'est formée une plaine alluviale inclinée dans cette direction et représentée aujourd'hui par les terrasses de Poujeaux et de Cussac.

Le changement de direction du cours du fleuve de la terrasse de Lamarque n'est pas dû seulement à des causes locales : il est la conséquence du changement de direction qui s'était produit plus au Sud vers Margaux sous l'influence du synclinal S^2 (fig. 1).

La région comprise entre Listrac et Lamarque montre ainsi le rôle joué dans la formation de la nappe alluviale interne par la composition lithologique et la structure tectonique du fond rocheux. Le résultat de cette double action est un déplacement latéral du cours du fleuve sans changement de direction important.

DE SAINT-JULIEN A SAINT-SEURIN-DE-CADOURNE

TERRASSE DE SAINT-JULIEN-PAUILLAC (fig. 22, coupe IV)

La Carte géologique distingue, en bordure du fleuve, une bande d'alluvions anciennes *a'* d'une largeur moyenne de 1 kilomètre. Mais le tracé de sa limite occidentale est arbitraire; il passe, à l'altitude de 20 mètres environ, au milieu d'une plaine alluviale parfaitement homogène comme origine et comme composition. En réalité, les alluvions *a'* ne représentent que la partie orientale de la nappe alluviale interne.

La limite de cette nappe, à l'Ouest, est peu apparente dans le relief du sol. Elle se trouve à l'Est d'une ligne jalonnée par les croupes caillouteuses de la nappe *N* (cotes 24, 28, 30, 27).

Le fond rocheux de la nappe alluviale interne est inférieur d'une dizaine de mètres à celui de la nappe alluviale externe. Cet abaissement s'est fait sur une faible distance. Il existe donc entre les deux nappes alluviales un talus qui correspond à une première phase de creusement.

Le passage d'un fond rocheux de 25-22 mètres à un autre de 15-12 mètres caractérise la phase *a^{bi}* que nous avons suivie depuis Blanquefort.

A l'Est de la ligne Perganson-Beyré s'étend une plaine alluviale faiblement inclinée vers l'estuaire. Les cotes suivantes marquent cette inclinaison : bord externe, 24 mètres (Trintadon), 25 mètres (Grand Moussas), 23 mètres (Les Carluades); partie médiane, 22 mètres (Ch. Talbot), 20 mètres (Grand Puy), 21 mètres (Padarnac); bord interne, 18 mètres (Beychevelle), 17 mètres (Saint-Julien), 15 mètres (Pauillac), 19 mètres (Mousset).

Les différences d'altitude de l'Ouest à l'Est sont dues à la fois à l'érosion et à l'inclinaison du fond rocheux. Celui-ci apparaît d'une manière continue entre 8 et 10 mètres dans le talus de la bordure orientale.

Il est nettement à 10 mètres (Ouest de Pauillac et de Mousset) quand il est constitué par un banc dur de Calcaire de Saint-Estèphe, il descend à 7 et 8 mètres quand il est formé par des couches plus tendres (Beychevelle, Sud de Pauillac).

L'épaisseur des dépôts est en moyenne de 8 mètres. Leur composition peut être bien étudiée dans les nombreuses exploitations qui se rencontrent un peu partout et dont certaines ont 4 à 5 mètres de profondeur.

La plus importante est celle de Perganson, sur la route de Saint-Laurent à Pauillac. On y exploite des couches homogènes d'un cailloutis argileux formé en grande partie de cailloux de 3 à 5 centimètres de quartz blanc.

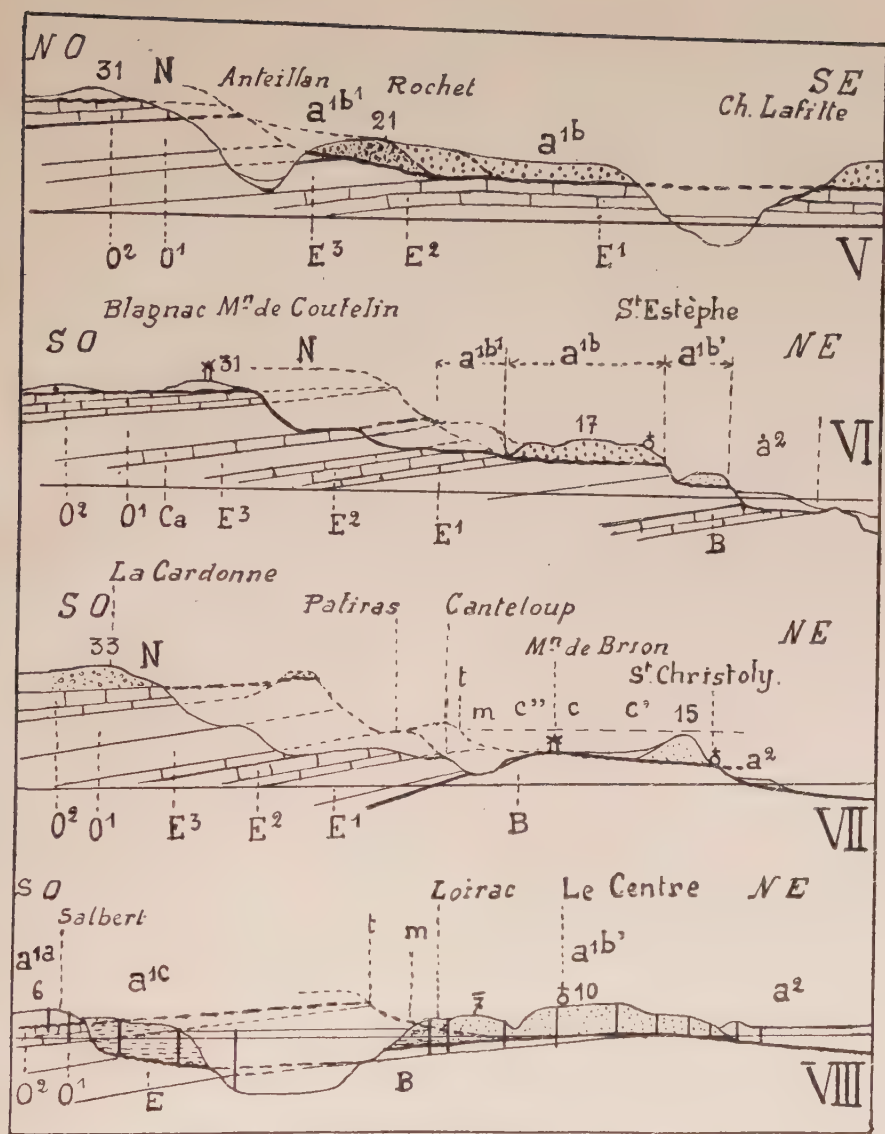


FIG. 23. — La nappe alluviale interne de Pauillac à Jau.

C. V. Terrasse de Pauillac-Saint-Estèphe. Echelle : L = 1/40.000°. H = 1/2.000°.

C. VI. Terrasse de Saint-Estèphe. Echelle : L = 1/60.000°. H = 1/2.000°.

C. VII. Terrasse de Saint-Christoly. Echelle : L = 1/80.000°. H = 1/2.000°.

C. VIII. Terrasse de Jau. Echelle : L = 1/80.000°. H = 1/2.000°.

Alluvions : même légende que dans la figure 22. — Terrains tertiaires B, B¹, B² : Calcaire de Blaye. — P : couches marines et lacustres de Plassac. — E, E¹, E², E³ : Eocène supérieur. — Ca : Calcaire à Anomies. — O¹ : Oligocène inférieur (Sannoisien). — O² : Oligocène moyen (Calcaire à Astéries, Stampien).

Les éléments sont plus gros et plus variés dans les petites exploitations de la station de Saint-Laurent et du Château de Bellegrave.

On trouve encore un groupe important de gravières à l'Est de Pauillac, de part et d'autre du chemin d'Artigues à Bel-Air, par conséquent près du bord externe de la *terrasse de Saint-Julien-Pauillac*. Les dépôts sont bien stratifiés : niveaux de cailloux, de gravier et de sable grossier se superposent sans ordre apparent. On trouve même en un point une couche d'argile bleue de 35 centimètres d'épaisseur.

Tout se passe comme si le lit majeur d'un fleuve coulant du Sud au Nord avait été progressivement comblé et exhaussé par des dépôts de débordement. Les dernières assises, formées d'éléments aussi grossiers que les premières, indiquent un courant de même vitesse, c'est-à-dire un fleuve de même pente.

L'inclinaison de quelques mètres du fond rocheux montre seulement qu'il se déplaçait lentement vers l'Est.

Résumé et explication des faits

La composition et l'épaisseur des alluvions et la position du fond rocheux font de la terrasse de Saint-Julien-Pauillac la continuation vers le Nord, des terrasses de Poujeaux et de Margaux.

Mais les terrasses suivantes $a^{1b'}$ et a^{1c} ne sont pas représentées dans la région de Pauillac. Au pied du talus oriental de la terrasse a^{1b} , sous les alluvions modernes et dans l'estuaire jusqu'à une certaine distance de la rive, on trouve un fond rocheux de 0 à — 5 mètres qui continue exactement comme direction et profondeur celui des *terrasses de Lamarque et de Macau* (a^{1c}).

Pendant la dernière phase de creusement de la nappe alluviale interne le fleuve était donc revenu vers l'Ouest en recoupant et emportant la terrasse $a^{1b'}$ et le bord interne de la terrasse a^{1b} .

Les alluvions de la terrasse a^{1c} ont été à leur tour détruites par le fleuve du Quaternaire moderne.

Une coupe transversale (fig. 22, IV), du Moulin de Créon (SE de Saint-Sauveur) à Padarnac (N de Pauillac), résume les différents faits que nous venons de citer et précise la position de la nappe alluviale interne dans la région de Saint-Julien-Pauillac.

TERRASSE DE SAINT-ESTÈPHE-SAINT-SEURIN
(fig. 23, coupes V et VI)

Sur le territoire de ces deux communes la nappe alluviale interne est représentée par les quatre lambeaux de Rochet, de Saint-Estèphe, de Saint-Corbien et de Saint-Seurin.

La nappe alluviale interne est bordée à l'Ouest par des affleurements de terrains éocènes, d'une altitude égale ou inférieure à celle de son fond rocheux. Elle domine ces affleurements par un talus nettement marqué (fig. 23, VI).

La topographie actuelle est inverse de ce qu'elle était au moment du dépôt des alluvions. Il est évident en effet que le lit majeur était limité à l'Ouest par un talus plus élevé que la surface de la nappe alluviale.

L'érosion a détruit ce talus empêchant ainsi de voir les relations qui existaient à l'origine entre la *terrasse de Saint-Estèphe* et la nappe alluviale externe N. Pour les retrouver il faut considérer la région où les deux nappes alluviales sont le plus rapprochées, c'est-à-dire au Sud, entre Anteillan et Rochet. La coupe V, entre ces deux points, montre que l'érosion a détruit le bord de la nappe N et une partie du bord externe (a^{bn}) de la nappe alluviale interne. En rétablissant les parties enlevées on retrouve les mêmes relations que dans la région de Saint-Julien-Pauillac. Si le vallon de Beyré était aussi largement ouvert que celui d'Anteillan, la position occupée par les deux nappes alluviales y serait la même.

Il y a eu en effet dans ces deux régions voisines une même phase de creusement rapide dans les couches tendres de l'Oligocène inférieur O^1 et des Marnes de l'Eocène supérieur E^3 . La plaine alluviale s'est ensuite étendue sur les bancs résistants du Calcaire de Saint-Estèphe E^2 .

Dans la partie nord de la commune de Saint-Estèphe les faits sont identiques : seule une érosion postérieure plus importante a accentué la discontinuité entre la *terrasse de Saint-Estèphe* et la nappe alluviale externe N.

La coupe VI, de Coutelin à Saint-Estèphe (fig. 23), présente dans sa partie gauche, en pointillé, un essai de reconstitution des relations primitives. Ce sont les bancs durs du Calcaire à Anomies C^a qui ont formé le talus limite.

Le creusement rapide sur le bord externe s'est fait dans les Marnes de l'Eocène supérieur. Puis la *terrasse de Saint-Estèphe* s'est étalée sur un fond rocheux constitué par les bancs résistants du Calcaire de Saint-Estèphe s. str. (E^2) et du Calcaire à Orbitolites (E^1).

Le mode de formation des lambeaux de Saint-Corbien et de Saint-Seurin a été le même que pour ceux de Saint-Estèphe et de

Rochet. L'érosion postérieure s'est étendue seulement à une plus grande surface. Elle a été facilitée par le fait que le Calcaire à Astéries restant en retrait à l'Ouest, toute la région qui sépare les deux nappes alluviales externe et interne était constituée primitivement, entre 25 mètres et 12 mètres, par des couches marneuses peu résistantes.

La *terrasse de Saint-Estèphe* n'a dû être que faiblement entamée car les alluvions caillouteuses offrent une grande résistance à l'érosion. Il s'ensuit que la *limite actuelle de la terrasse de Saint-Estèphe à l'Ouest est sensiblement celle qu'elle avait au moment de sa formation*.

Le fond rocheux sur le bord externe est, pour chacun des quatre lambeaux d'alluvions, à 15 mètres à Rochet, à 14 mètres au Pez, à 13 mètres à Saint-Corbien et à 11 mètres à l'Est de Saint-Seurin. Le bord interne forme un talus abrupt qui, sous les éboulis, laisse voir en certains points le fond rocheux à une altitude qui reste constamment entre 8 et 10 mètres.

La *terrasse de Saint-Estèphe* présente des étalements aux altitudes de 21 mètres (Rochet), 16 mètres (Saint-Estèphe), 17 mètres (Saint-Corbien), 15 mètres (Saint-Seurin).

L'épaisseur des alluvions varie de 4 à 7 mètres. On peut voir leur composition dans des exploitations près du cimetière de Saint-Estèphe et aux abords du chemin de Saint-Seurin à Cadourne. Ce sont les mêmes dépôts caillouteux que dans la *terrasse de Pauillac*. La grosseur des éléments reste la même. En certains points même, comme à Leyssac et à Cadourne, les cailloux sont plus volumineux et atteignent 10 centimètres. A Cadourne ces gros éléments se trouvent à la partie inférieure des alluvions.

En résumé, la terrasse de Saint-Estèphe ne se différencie en rien de celle de Pauillac. On peut considérer qu'elle est sa simple continuation vers le Nord. Le même indice a^{1b} doit les désigner.

Deux petits lambeaux d'alluvions sont restés en dehors de la description de la *terrasse de Saint-Estèphe*, l'un au Nord de ce village (figuré sur la Carte), et l'autre à Mapon, au Sud-Est du village de Saint-Seurin (placé à tort dans a², sur la Carte). Il s'agit de deux croupes caillouteuses étalées à l'altitude de 6 à 7 mètres et dont les bords s'abaissent au niveau des alluvions modernes : ces deux lambeaux sont plus récents que la *terrasse de Saint-Estèphe* a^{1b}. Vers le Nord au delà de Cadourne la butte de Loudenne et ses alentours présentent les mêmes caractères.

Ces lambeaux, dont le fond rocheux est intermédiaire entre celui de la terrasse a^{1b} et celui de la terrasse a^{1c}, peuvent être attribués à une phase de creusement sensiblement contemporaine des terrasses a^{1b}.

RÉSUMÉ ET EXPLICATION DES FAITS

De Saint-Julien à Saint-Seurin, la nappe alluviale interne est incomplète et diminue progressivement de largeur vers le Nord. Elle passe en effet, de 6 kilomètres de largeur à Lamarque, à 5 kilomètres à Beychevelle, 4 kilomètres à Pauillac, 3 kilomètres à Saint-Estèphe, 2 kilomètres à Saint-Seurin et 1 kilomètre à Cadourne; enfin, elle manque entièrement au niveau de Saint-Yzans.

L'explication de ce fait se trouve dans les changements de direction du fleuve.

Après avoir coulé vers le Nord-Ouest dans la région de Margaux, puis vers le Nord dans celle de Listrac, pendant les deux premières phases de creusement, il se dirige vers le Nord-Est de Saint-Julien à Saint-Yzans. *La nappe alluviale du lit majeur devait s'étendre vers l'Est sur l'emplacement de l'estuaire actuel et de la plaine d'alluvions modernes de la rive droite.*

Le changement de direction vers le Nord-Est a été imposé au fleuve par des causes particulièrement bien définies.

Sur sa rive droite, vers le Nord-Est, le fleuve ne rencontrait, entre 25 mètres et 10 mètres, que des formations littorales peu résistantes : facies continental de l'Eocène supérieur, couches argilo-marneuses de Plassac, calcaire sableux du Calcaire de Blaye, sables de l'Eocène inférieur. Sur sa rive gauche, au contraire, il se heurtait à la résistance des bancs de calcaire compact de la base de l'Oligocène (Calcaire à Anomies) et de l'Eocène supérieur (Calcaire de Saint-Estèphe).

Enfin, à partir de la région de Saint-Seurin toutes les couches commencent à se relever pour former la bordure sud du dôme de Couquèques.

En somme, l'influence du dôme de Couquèques et la généralisation du facies calcaire rejettent le fleuve vers l'Est et font que la nappe alluviale interne n'est pas représentée dans le Médoc, au niveau de Saint-Yzans.

Le changement de direction du cours pendant la dernière phase de creusement a détruit les alluvions des phases précédentes, taillé le talus oriental de la terrasse de Saint-Julien-Pauillac-Saint-Estèphe et tracé dans cette région la véritable limite du Médoc.

BAS-MÉDOC : DE SAINT-CHRISTOLY A SAINT-VIVIEN

SAINT-CHRISTOLY-DE-MÉDOC (fig. 23, coupe VII)

Après l'éloignement vers l'Est de la nappe alluviale interne, au niveau du village de Saint-Yzans, le premier lambeau d'alluvions anciennes qu'on trouve sur la rive gauche est celui de Saint-Christoly-de-Médoc. Il est constitué par une croupe caillouteuse allongée parallèlement à la rive sur une distance de 4 kilomètres. Sa largeur ne dépasse pas 1 kilomètre (les limites tracées sur la Carte sont inexactes). Elle s'élève de part et d'autre du village, à 15 mètres et 13 mètres, dominant ainsi tout le pays environnant.

On peut y rattacher les deux monticules de Mazail au SE et de Saint-Sernin au NO qui en ont été séparés par une érosion récente.

Les alluvions de Saint-Christoly sont constituées par des graviers caillouteux. Le versant sud-ouest, en pente douce, est formé en grande partie par des éléments remaniés : sable graveleux à nombreux grains éoliens. Le sol, dans la partie centrale du plateau qui s'étale entre Saint-Christoly et Couquèques, est formé exclusivement par une couche de sable éolien de 0 m. 50 à 1 mètre d'épaisseur provenant du lavage des alluvions. Ce dépôt de remaniement commence au pied même de la croupe, au cimetière de Saint-Christoly, et finit aux abords de la route de Couquèques à Saint-Yzans. Au delà le sable mélangé à l'argile de décalcification de la table calcaire donne un sol rouge dont l'épaisseur ne dépasse pas 0 m. 50.

La coupe VII (fig. 23), de la Cardonne à Saint-Christoly, précise la position des alluvions de Saint-Christoly par rapport aux différents terrains tertiaires.

Le lambeau de Saint-Christoly se trouve sur un fond rocheux de 6 mètres constitué par le Calcaire de Couquèques B (= Calcaire de Blaye, Eocène moyen).

A l'Ouest, la nappe alluviale externe s'élève à la Cardonne à 33 mètres sur un fond rocheux de 25 mètres. Il s'est donc écoulé un long espace de temps entre le moment où elle s'est formée et celui où se sont déposées les alluvions de Saint-Christoly, dont le fond rocheux est situé 20 mètres plus bas.

Lorsque le fleuve est revenu dans cette région, il s'est trouvé limité à l'Est par les terrains tertiaires que l'érosion n'avait pas encore nivelés en une plateforme voisine de 10 mètres.

Les argiles O¹ de l'Oligocène inférieur constituaient le substratum de la nappe alluviale externe (un lambeau existe encore dans cette position, près d'Ordonnac). Par contre, les Marnes blanches de l'Eocène supérieur E³ et le Calcaire de Saint-Estèphe E² ne renferment pas de trace de dépôts alluviaux. On trouve de nouveau des cailloux dans le sol de la couche E¹ à partir de *m* et au-dessous de la cote 7.

On peut donc penser que la plaine alluviale interne s'étendait à l'Ouest jusqu'en *m* et que le talus limite *t* était formé par les bancs durs des Calcaires de Saint-Yzans (*E*¹) et de Saint-Estèphe (*E*²).

BÉGADAN-VALEYRAC

La partie nord de la commune de Bégadan et la plus grande partie de celle de Valeyrac sont recouvertes d'un manteau continu d'alluvions anciennes. Les points les plus élevés se trouvent sur les bordures, soit 15 mètres à Port-de-By (NE de Bégadan), 13 mètres au Bourdieu (S de Valeyrac) et 12 mètres au Sablona (O de Bégadan).

La partie médiane s'abaisse à 2 mètres aux Cabans (NO de Bégadan), 3 mètres à Condissas (NNE de Bégadan) et 2 mètres à Courbian (NO de Bégadan). *Ces différences d'altitude et un changement de composition des dépôts indiquent qu'il s'agit d'une nappe alluviale formée en deux temps.*

Nous allons l'étudier dans ses différentes parties.

Partie orientale

Port-de-By. — Le lambeau de By continue géographiquement vers le Nord celui de Saint-Christoly. Entre le Moulin, la Tour et le Château de By, il est formé de graviers caillouteux, assez grossiers, s'élevant jusqu'à 15 mètres. A la Lagune et à Prê-de-Saux, des exploitations montrent la nappe alluviale, en coupe de + 4 mètres à + 8 mètres, c'est-à-dire dans sa partie inférieure. On y voit des bancs de cailloux peu épais, noyés dans une masse de sable graveleux. Toutes les couches sont rubéfiées. Le fond rocheux n'est pas atteint à la base de l'exploitation à + 4 mètres. Dans le marais voisin, à 200 mètres de la route, il a été trouvé à + 2 mètres. Vers l'Ouest, de Condissas à Bégadanet, le fond rocheux, constitué par le Calcaire de Couquèques, se tient entre + 5 mètres et + 3 mètres.

Valeyrac. — De Troussas à Valeyrac, le fond rocheux se maintient aux environs de + 3 mètres. Il apparaît en affleurement à Valeyrac entre + 5 mètres et + 3 mètres. A Villeneuve, à 1 kilomètre au SE de Valeyrac, le creusement d'un puits a traversé les couches suivantes :

Sol arable	0 m. 25
Gravier grossier	1 m. 50
Sable	2 m.
Gravier et lits d'argile	3 m.
Epaisseur	6 m. 75

Le fond rocheux est à + 2 mètres.

A la Verdasse, il se trouve à + 3 mètres. Il a été atteint dans un puits de Troussas sous 2 mètres de gravier, sensiblement à la même profondeur.

L'affleurement éocène de Valeyrac forme donc une petite table horizontale jusqu'à une ligne qui passe par la Verdasse et Troussas.

Bordure sud et occidentale

La nappe alluviale de Bégadan-Valeyrac se continue au Sud sur le territoire de la commune de Civrac, par une petite terrasse étalée de 11 à 12 mètres entre Meillan et Escurac. Son fond rocheux apparaît entre 5 et 7 mètres au pied de la butte qui la termine vers Queyrac.

Au Sud, la plaine alluviale était limitée par la butte de Lapuyade laquelle, bien qu'usée par une érosion récente, s'élève encore à 14 mètres.

Partie médiane

La plateforme calcaire de Valeyrac est interrompue par une érosion qui l'a entaillée jusqu'à — 4 mètres. A la Verdasse même, un puits a traversé des couches argileuses et sableuses jusqu'à — 3 mètres sans rencontrer le fond rocheux. A Troussas, une couche supérieure de sable et de gravier de 3 mètres surmonte 7 m. 50 d'argile bleue jaune et blanche; le fond rocheux se trouve vers — 4 mètres.

Cette zone déprimée s'étend en largeur du Nord au Sud, de la Verdasse à La Lande et, sur la bordure occidentale, de Sépian à Laujac. Des puits creusés sur cette bordure permettent de préciser la composition des alluvions et la position du fond rocheux.

SÉPIAN :

Sol arable	1 m.
Argile	1 m.
Cailloutis	5 m.
Fond rocheux à —	3 m.

COURBIAN :

Sol arable	0 m. 25
Gravier	2 m.
Argile	1 m.
Gravier et lits d'argile	3 m.
Fond rocheux à —	3 m.

LE PEYRAT :

Sol arable et sable	1 m.
Argile sableuse rouge	5 m.
Fond rocheux à —	1 m.

LAUJAC :

Sol arable	0 m. 30
Cailloutis argileux	6 m.
Fond rocheux à —	2 m.

Dans la partie médiane des alluvions de Bégadan-Valeyrac, le fond rocheux se trouve donc 5 mètres plus bas en moyenne que sur la bordure orientale, ce qui représente un stade de creusement postérieur.

JAU

Le territoire de la commune de Jau (*Insula Jovis*) est formé par une grande île d'alluvions anciennes entourée d'alluvions modernes. Elle forme une terrasse étalée de 8 à 10 mètres, entaillée sur les bords par l'érosion et abaissée à 5 ou 6 mètres sur la périphérie à Jau, Dignac et Loirac.

L'îlot de Goulée, qui forme une croupe caillouteuse de 9 mètres d'altitude, à l'Est de l'île de Jau, peut être rattaché à cette dernière.

Le relevé d'une vingtaine de puits ayant atteint les terrains tertiaires donne d'une manière précise la position et la composition des alluvions anciennes (Relevé ci-dessous).

GOULÉE :

Sol arable	0 m. 90
Argile sableuse rouge	5 m.
Fond rocheux à +	2 m. 50
Sol arable	1 m.
Gravier rouge et blanc	3 m.
Fond rocheux à +	1 m. 50

DIGNAC :

Sol arable	0 m. 50
Gravier rouge	4 m.
Argile rouge	1 m.
Fond rocheux à +	1 m.
Sol sableux	2 m.
Gravier argileux	5 m.
Argile	1 m.
Fond rocheux à —	1 m. 50
Sol arable	0 m. 50
Gravier argileux	4 m.
Argile rouge	2 m.
Argile bleue	1 m.
Fond rocheux à —	1 m. 50

JAU :

Sol arable et sable	2 m.
Gravier rouge	5 m.
Fond rocheux à	0 m.

LES AVENTS :

Sol arable	0 m. 50
Gravier	0 m. 50
Argile jaune, bleue ou blanche	6 m. 50
Fond rocheux à +	1 m.

BOUSSAN :

Sol arable	1 m.
Gravier rouge	1 m. 50
Argile rouge	1 m. 50
Sable blanc	0 m. 50
Gravier argileux	2 m.
Fond rocheux à —	1 m. 50

LE CENTRE :

Sol arable	1 m.
Gravier rouge	6 m. 50
Argile rouge	1 m.
Fond rocheux à +	1 m. 50

LOIRAC :

Sol arable	1 m.
Gravier rouge	6 m.
Argile	1 m.
Fond rocheux à —	2 m.

MÉRIC :

Sol arable	0 m. 50
Gravier caillouteux	5 m. 50
Argile	1 m.
Fond rocheux à —	2 m.

Commentaire. — Le fond rocheux de la *terrasse de Jau* est compris entre + 2 m. 50 et — 2 mètres. Il est constitué sur la bordure

orientale par le Calcaire de Couquèques, puis à partir du centre par une marne calcaire argileuse, à blocs calcaires, dont l'épaisseur croît vers l'Ouest, pour atteindre 3 mètres à Loirac. Cette marne affleure dans le talus occidental, à Lolan, à une altitude de 3 à 5 mètres. Par sa position et sa composition cet affleurement se rattache à celui de la butte d'Escurac, qui forme le bord externe de la nappe alluviale interne.

Le fond rocheux présente des différences de profondeur peu importantes. Cependant, on peut distinguer un socle central, comprenant Goulée, Le Centre, Jau et Lolan et deux parties plus basses au Nord et au Sud. Si cette distinction est justifiée, *le fleuve de la terrasse de Jau aurait eu deux bras successifs ou simultanés coulant l'un vers l'Ouest et l'autre vers le Nord-Ouest.*

La correspondance entre les alluvions anciennes de Jau et celles de Valeyrac-Bégadan-Civrac serait alors complète. Les dépôts qui reposent sur le socle central Goulée-Lolan continueraient ceux de Troussas-Valeyrac (bordure orientale) et de Sablonas-Esurac (bordure orientale). Les alluvions de la périphérie de l'île de Jau et particulièrement celles du Sud (Loirac) feraient suite à la partie médiane de la nappe alluviale Valeyrac-Bégadan. Mais celle-ci, qui se continuait vers l'Ouest, a été détruite par le creusement du bassin moderne de Queyrac.

L'existence de ce bras occidental est vérifiée par la position des lambeaux d'alluvions anciennes de Queyrac, Vensac et Saint-Vivien.

QUEYRAC, VENSAC, SAINT-VIVIEN, TALAIS

Queyrac

La plaine d'alluvions anciennes de Queyrac n'est pas formée par un dépôt homogène. Une ligne passant par Salbert, la Chope, le Corne, suivant sensiblement la courbe de niveau de 5 mètres, sépare des dépôts très différents.

A l'Ouest, sont les dépôts du Quaternaire ancien déjà décrits. A l'Est, trois puits ont traversé les couches suivantes :

PUITS BONDEAU		PUITS BUREL		PUITS MARTIN	
1. Sol	0 m. 50	1. Gravier .	1 m.	1. Gravier .	3 m.
2. Gravier et argile	4 m.	2. Argile . .	10 m.	2. Argile . .	8 m.
3. Argile jaune et blanche	1 m. 50				
4. Argile tourbeuse	2 m.				
Profondeur atteinte	— 3 m.	Profond ^r	— 6 m.	Profond ^r	— 7 m.

Le niveau d'eau se rencontrant dans tous les puits au contact du

fond rocheux, celui-ci doit se trouver très voisin des profondeurs atteintes.

La succession des dépôts traversés reproduit celle que nous avons observée dans certains puits de la région de Valeyrac-Bégadan (Troussas : gravier 3 m. 50, argile 7 m. 50, fond rocheux — 4 mètres).

Vensac

Au bourg de Vensac, le fond rocheux est atteint à la profondeur de 8 mètres, soit à — 3 mètres. Au Nord, près de la limite de la commune, à Panissas, une gravière exploitée sur 8 mètres de profondeur, soit jusqu'à — 4 mètres, ne l'a pas atteint.

Les dépôts de ces différents creusements sont assez fins : gravier sableux, sable plus ou moins fin et argile. Les éléments du gravier sont peu usés.

Saint-Vivien

Trois forages au Nord-Ouest du bourg ont traversé respectivement 9 mètres, 9 m. 50 et 13 mètres d'alluvions, ce qui situe le fond rocheux à — 3 mètres, — 3 m. 50 et — 7 mètres.

Mais on trouve à Saint-Vivien une autre sorte d'alluvions anciennes. Ce sont celles qui forment les croupes caillouteuses de 7 mètres à 9 mètres d'altitude du Temple, du Mont et de l'entrée du bourg (Sud).

Une ancienne exploitation montre une couche de cailloutis sur 2 mètres d'épaisseur.

Dans trois puits, qui ont atteint le fond rocheux, la composition des alluvions traversées est la suivante :

LE MONT	SAINT-VIVIEN	SUD DE L'ECOLE
Gravier . . . 3 m.	Sol arable . . 1 m.	Sol arable . . 1 m.
Argile 1 m.	Gravier . . . 1 m.	Gravier . . . 1 m. 50
Sable fin . . . 2 m.	Argile 3 m.	Argile 1 m.

Le fond rocheux est, en moyenne, à + 2 m. 50.

Talais

L'îlot d'alluvions anciennes qui supporte le bourg de Talais est complètement isolé au milieu de la plaine maritime. Le fond rocheux n'est pas connu, car les puits ne dépassent pas un banc de gravier qui se trouve de 5 à 7 mètres de profondeur. Les couches suivantes ont été traversées dans deux puits situés à 400 mètres l'un de l'autre :

Terre sableuse	1 m. 80	Sol arable et sable	2 m.
Sable argileux compact	1 m. 20	Sable aliotisé	1 m. 60
Argile	0 m. 90	Argile bleue	0 m. 20
Gravier	1 m.	Sable argileux	2 m. 50
		Gravier	1 m.

Aucun fait précis ne permet de rattacher l'îlot de Talais aux lambeaux de Saint-Vivien. Pour cette raison nous ne ferons pas intervenir les alluvions anciennes de Talais dans nos discussions.

RÉSUMÉ ET EXPLICATION DES FAITS

Dans le Bas-Médoc, la nappe alluviale interne est formée par deux niveaux d'alluvions.

Le premier est caractérisé par un fond rocheux de + 7 à + 2 mètres et un étalement compris entre 15 et 8 mètres. Il se présente sous l'aspect de lambeaux discontinus à Saint-Christoly, Port-de-By, Valeyrac, Goulée, Jau et Saint-Vivien. Le bord externe de cette nappe alluviale se trouve à l'Ouest, à Escurac (Civrac) et Lolan (Jau).

Le second niveau d'alluvions correspond à une phase de creusement plus récente. Son fond rocheux, de Valeyrac à Saint-Vivien, s'abaisse de — 2 à — 7 mètres. Les dépôts, plus fins et généralement argileux dans leur partie inférieure, s'étaient à une altitude comprise entre 7 et 3 mètres.

Cette seconde nappe alluviale coupe obliquement la précédente entre Saint-Christoly et Valeyrac, en se dirigeant vers l'Ouest. Elle s'étale entre Valeyrac et Bégadan pour se redresser vers le Nord-Ouest. Sa limite occidentale se trouve sur une ligne qui passe à 500 mètres à l'Ouest du bourg de Queyrac, à l'Ouest de Vensac et à l'Est de Daugagnan (Grayan). Sa limite orientale passe par Troussas, la Verdasse (Valeyrac), Loirac et le Sud de Lolan. Saint-Vivien devait former un îlot au milieu de cette plaine.

Les relations entre le premier niveau d'alluvions et la nappe alluviale externe ont été précisées dans la région de Saint-Christoly par la coupe VII, la Cardonne-Saint-Christoly.

La coupe VIII, située plus au Nord et passant par Queyrac et Jau, montre les relations qui existent entre les deux niveaux d'alluvions anciennes du Bas-Médoc.

L'examen de ces deux coupes permet de rétablir l'ordre des phénomènes.

Le fleuve des terrasses a^{1b} , qui coulait dans la direction Nord,

rencontrant sur la rive droite les couches crétacées relevées par l'accident transversal de Mortagne, a été rejeté dans la direction du Nord-Ouest, vers le Bas-Médoc.

Il a formé ainsi une première plaine alluviale dont le bord externe se place sur l'alignement Couquèques-Escurac. Son fond rocheux présente une double inclinaison, de l'Est à l'Ouest et du Sud au Nord. Le tableau suivant résume sa position, de Saint-Christoly à Jau :

Moulin de Brion (Couquèques)-

Saint-Christoly	de + 9 m. à + 5 m.
Escurac-Valeyrac	de + 6 m. à + 3 m.
Lolan-Les Avens (Jau)	de + 5 m. à + 1 m.

Les restes de cette première nappe alluviale forment les lambeaux de Saint-Christoly, la Lande, By, Valeyrac, Escurac, Jau, Saint-Vivien.

Dans la région de Saint-Christoly le fleuve n'a pu continuer à s'enfoncer sur place : les bancs durs du Calcaire de Couquèques offraient une trop grande résistance. Il s'est trouvé ainsi rejeté de part et d'autre de la zone anticlinale, suivant la direction des pendages. Vers l'Ouest, un bras, après s'être enfoncé dans les couches littorales marneuses de E^1 (fig. 23), a été de nouveau arrêté par les bancs durs des Calcaires de Couquèques et de Saint-Yzens.

Le fleuve a dû ainsi contourner le dôme de Couquèques par l'Est. Au delà de Couquèques, les couches tendres de Calcaire de Saint-Estèphe ont rapidement cédé à l'érosion de la rive gauche, de sorte que le fleuve s'est ouvert un chemin vers l'Ouest, entre Bégadan et Valeyrac. Il a continué dans cette direction jusqu'au moment où il est venu heurter la petite falaise de Calcaire à Astéries du talus occidental (fig. 23, c. VIII). Il a suivi cette falaise de Queyrac à Daugagnan, dans la direction des couches et en s'enfonçant dans les marnes peu résistantes de l'Oligocène inférieur O^1 et de l'Eocène supérieur E^3 .

Le bras occidental s'est encaissé ainsi entre Queyrac et Loirac de — 2 à — 7 mètres.

La nappe alluviale, formée par ce cours, se trouve représentée par la partie médiane des alluvions de Bégadan-Valeyrac et par les lambeaux de Queyrac, Vensac et Saint-

Vivien. Au delà elle a été détruite par le creusement de la plaine maritime moderne.

Quelle est la signification des deux niveaux d'alluvions qui composent dans le Bas-Médoc la nappe alluviale interne ? Plus exactement, quelles sont leurs relations avec les terrasses a^{1b1} , a^{1b} , $a^{1b'}$, a^{1c} , que nous avons distinguées de Bordeaux jusqu'à Saint-Seurin-de-Cadourne ?

Le premier niveau du Bas-Médoc appartient-il à la nappe alluviale qui forme les terrasses a^{1b} (Margaux-Saint-Estèphe) ?

Il ne le semble pas. Le fleuve des terrasses a^{1b} coulait vers le Nord et se trouvait rejeté vers l'Est hors du Médoc, au niveau de Saint-Yzens. Son fond rocheux était encore dans le synclinal de Pauillac de + 15 mètres au bord externe, à + 10 mètres au bord interne.

Au seuil du Bas-Médoc, à Saint-Christoly, à 7 kilomètres au Nord-Ouest de Saint-Seurin, le fond rocheux le plus élevé se trouve au Moulin de Brion (Couquèques) à + 9 mètres; à Saint-Christoly (bord interne) il est à 6 mètres. Plus au Nord, son altitude la plus constante est à + 3 mètres à Valeyrac et + 2 mètres de Jau à Saint-Vivien.

Le premier niveau d'alluvions du Bas-Médoc ne représente donc pas le prolongement de la nappe alluviale des terrasses a^{1b} . Mais par la position de son fond rocheux, il suit immédiatement dans le temps la phase de creusement correspondant à ces terrasses.

Il peut être par conséquent parallélisé avec les terrasses $a^{1b'}$. Le fleuve de ces terrasses, que nous avons vu rejeté vers l'Est dans le synclinal de Pauillac, est donc venu recouper la terrasse a^{1b} de Saint-Estèphe-Saint-Seurin et former la première nappe alluviale dans le Bas-Médoc.

La deuxième nappe alluviale fait suite à la première sans discontinuité. On n'observe dans le modelé aucun talus limite. Le creusement de son fond rocheux continue sans aucune interruption celui de la première.

Entre Valeyrac et Bégadan et autour du socle central de Jau, on trouve toutes les positions intermédiaires de + 2 à — 3 mètres. La même progression continue jusqu'à — 7 mètres.

Le fond rocheux de — 3 mètres à — 7 mètres est celui des terrasses de Macau-Lamarque. En effet, de Macau à Saint-Christoly, on trouve, de part et d'autre de la rive actuelle, un fond rocheux de — 1 à — 6 mètres. Il continue dans la même

position vers le Nord et se trouve au niveau de Valeyrac et de Jau de — 2 à — 8 mètres. De Dignac au Phare de Richard, par exemple, il passe progressivement de — 1 à — 8 mètres.

La seconde nappe alluviale du Bas-Médoc appartient par conséquent, par la position de son fond rocheux, à la phase de creusement des terrasses a^{1c}. A partir de Valeyrac, sa formation était due à deux bras qui enfermaient, de Valeyrac à Saint-Vivien, une partie de la nappe alluviale antérieure a^{1b}.

Le fleuve du Quaternaire moderne a ensuite découpé cet îlot central et isolé ainsi les lambeaux de Valeyrac, Goulée, Jau et Saint-Vivien (Est). Il a détruit en même temps la nappe alluviale a^{1c} en ne laissant subsister que les lambeaux de Valeyrac-Bégadan, de Queyrac et de Saint-Vivien (Ouest).

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS (fig. 20 et 24)

RÉSUMÉ

La nappe alluviale interne est formée, dans le Médoc, par les restes de plaines alluviales successives édifiées par un fleuve qui creusait son lit en déplaçant son cours.

De Bordeaux à l'estuaire, nous avons distingué quatre phases de creusement.

Première phase : Nappe alluviale a^{1b1}

Le premier fleuve de la nappe alluviale interne coulait dans la direction du Nord en recoupant les nappes alluviales du Pliocène et du Quaternaire ancien.

De Bordeaux à Saint-Yzans, il creusait son lit dans les couches tendres de l'Oligocène inférieur en formant sur sa rive gauche un talus abrupt *T* couronné par les bancs durs du Calcaire à Astéries (fig. 20 et 24).

Son fond rocheux s'abaissait rapidement d'une quinzaine de mètres. Il reste peu de traces des dépôts formés pendant cette première phase de creusement. A l'Ouest de Bordeaux, on peut attribuer à cette période les croupes caillouteuses de Gradignan, Pessac, Mérignac et Caudéran dont le fond rocheux est compris entre 30 et 20 mètres.

Au Nord, on n'en trouve que des vestiges sur le bord de la nappe alluviale interne.

Deuxième phase : Nappe alluviale a^{1b}

Après s'être ainsi encaissé, le fleuve déplaçait lentement son cours vers l'Est. La plaine alluviale ainsi formée est inclinée dans cette direction. Les creusements postérieurs ont détruit sa partie orientale. Sa partie occidentale, bien conservée, forme des étalements caillouteux d'une grande homogénéité : *terrasses de Bordeaux, Margaux, Listrac, Saint-Julien, Pauillac, Saint-Estèphe, Saint-Seurin*.

Les caractères de ces terrasses peuvent être résumés dans le tableau ci-dessous :

RÉGIONS	NAPPE ALLUVIALE		FOND ROCHEUX	
	PARTIE EXTÉRIEURE	PARTIE MOYENNE	PARTIE EXTÉRIEURE	PARTIE MOYENNE
Bordeaux	25 m.	18 m.	18 m. à 14 m.	12 m. à 10 m.
Margaux	22 m.	16 m.	15 m. à 12 m.	10 m.
Listrac	23 m.	18 m.	15 m. à 12 m.	12 m. à 10 m.
Pauillac et Saint-Julien.	22 m.	17 m.	12 m. à 10 m.	10 m. à 8 m.
Saint-Estèphe.....	18 m.	14 m.	12 m. à 10 m.	10 m. à 8 m.
Saint-Seurin.....	15 m.	manque	10 m.	manque

La surface de la nappe alluviale a^{1b} s'abaisse en moyenne de 10 mètres du Sud au Nord. Mais on ne connaît pas dans cette différence d'altitude la part qui revient à l'érosion récente. L'abaissement du fond rocheux constitue un fait précis.

Dans la partie externe, la seule qui soit représentée dans toutes les terrasses a^{1b} du Médoc, l'abaissement du fond rocheux est de 5 à 6 mètres pour une distance de 60 kilomètres. La pente moyenne est donc de 0 m. 10 par kilomètre.

Les alluvions ont une épaisseur moyenne de 8 à 10 mètres. Elles sont formées par des couches superposées de cailloutis plus ou moins grossiers, représentant des dépôts de débordement d'un fleuve à pente relativement élevée.

Dans la partie inférieure et moyenne des alluvions (Margaux, Saint-Seurin), on trouve des niveaux où les cailloux roulés ont une dimension de 8 à 12 centimètres. *La grosseur de ces éléments est incompatible avec la faible inclinaison du fond rocheux. Elle indique également un fleuve encore éloigné de son niveau de base.*

Le niveau marin correspondant au fleuve des terrasses a^{1b}

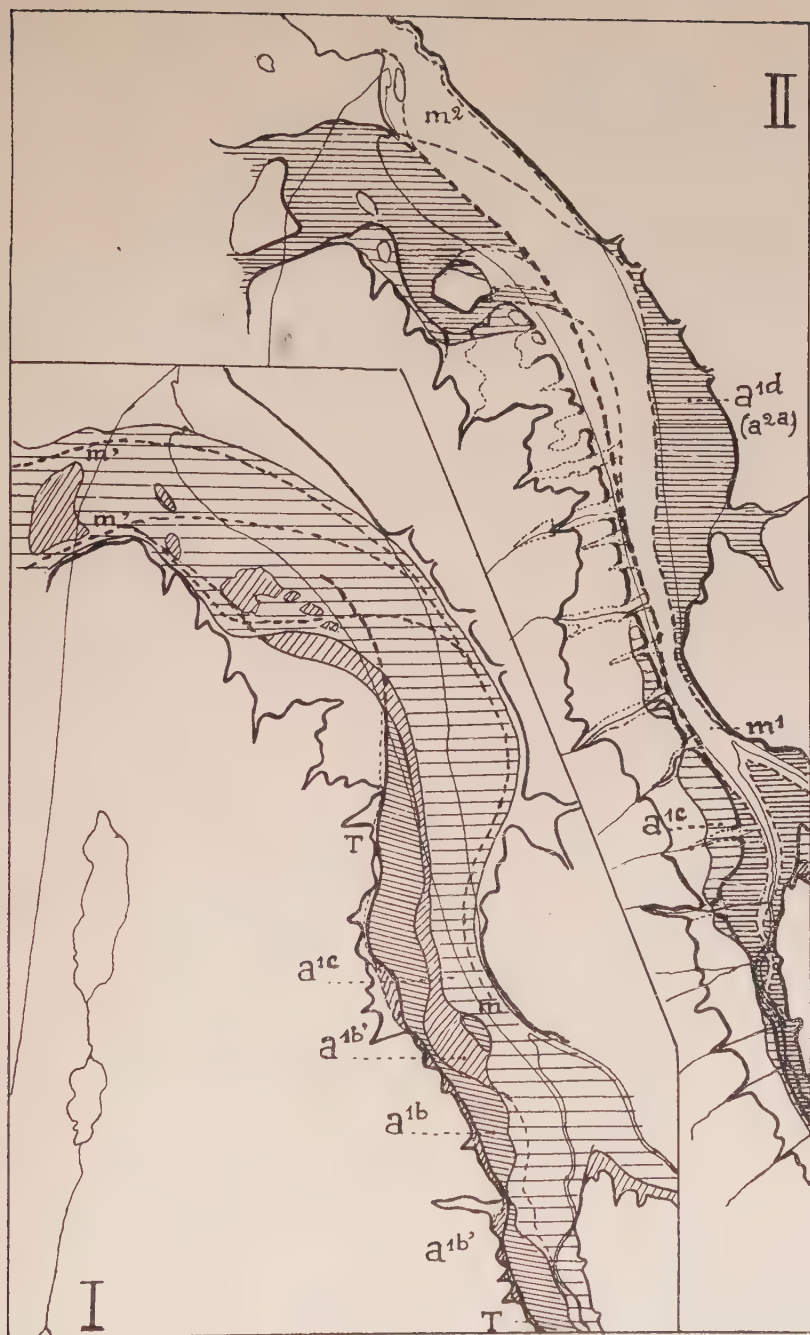


FIG. 24. — Formation des nappes alluviales internes et des terrasses.
Echelle : 1/720.000^e.

I. Jusqu'à la fin de la formation de la nappe alluviale a^{1c} (cours et delta m³). — II. Destruction de la plaine alluviale a^{1c} et formation de la dernière plaine d'alluvions anciennes a^{1d} (lit mineur de l'estuaire m¹ m²).

se trouvait donc à un niveau inférieur à 10 mètres et à une grande distance du littoral actuel.

On peut conclure de ces faits que la nappe alluviale a^{1b} n'occupe pas sa position originelle et qu'elle a été abaissée de l'aval vers l'amont postérieurement à sa formation.

Troisième phase : Nappe alluviale $a^{1b'}$

Après la formation des terrasses a^{1b} , le fleuve continuait à creuser son lit en se déplaçant vers l'Est et en formant une nouvelle plaine alluviale $a^{1b'}$. Dans la région de Bordeaux elle a été détruite (fig. 20). Mais au delà du confluent de la Garonne et de la Dordogne les coupes I, II et III (fig. 22) montrent une phase de creusement qui fait suite immédiatement à celle des terrasses a^{1b} . La nouvelle plaine alluviale s'y trouve à une altitude moyenne de 15 mètres et avec un fond rocheux de 5 à 6 mètres.

Dans le Bas-Médoc, nous avons rapporté à la nappe $a^{1b'}$ les lambeaux d'alluvions de Saint-Christoly, Valeyrac, Bégadan, Civrac, Jau et Saint-Vivien (cartes des figures 20 et 24 et coupes VII et VIII de la figure 23).

Dans sa partie médiane, la plaine alluviale $a^{1b'}$ s'abaisse seulement de quelques mètres, soit de 15 à 10 mètres. L'abaissement du fond rocheux est du même ordre, soit de + 5 mètres à 0 mètre pour une distance de 65 kilomètres. Son inclinaison moyenne est donc de 8 centimètres par kilomètre. Les dépôts ont une épaisseur moyenne de 10 mètres comme ceux des terrasses a^{1b} . Ils sont dans leur ensemble moins grossiers. Les assises argileuses y sont fréquentes. Mais, même dans le Bas-Médoc, les couches de graviers caillouteux, épaisses de plusieurs mètres, s'y trouvent également à tous les niveaux, de + 13 mètres à 0 mètre. Le fleuve, qui roulait ces éléments à proximité du littoral actuel, avait encore un cours assez rapide.

Mais un fleuve n'ayant qu'une pente de quelques centimètres par kilomètre n'aurait pu entraîner ces éléments grossiers. Seul un abaissement du bassin de l'aval vers l'amont peut expliquer à la fois la pente actuelle et la composition de la nappe alluviale $a^{1b'}$.

Quatrième phase : Nappe alluviale a^{1c}

Après la formation de la plaine alluviale $a^{1b'}$, l'estuaire se trouvait limité à l'Est par une falaise et à l'Ouest par les

dépôts antérieurs. En continuant le creusement de son lit, il ne pouvait former une nouvelle plaine alluviale qu'aux dépens de la précédente.

Dans la région de Bordeaux, le fleuve, revenant vers l'Ouest, détruisait la nappe $a^{1b'}$ et entamait les terrasses a^{1b} de Bordeaux et de Bruges (fig. 20 et 21).

Plus au Nord, de Bourg à Blaye, il traversait la plaine alluviale $a^{1b'}$ en alignant sa rive droite sur le bord oriental des terrasses de Margaux et de Beychevelle (coupes I, II et III, fig. 22).

La nouvelle nappe alluviale s'étendait ensuite vers l'Est en dehors du Médoc.

Dans le Bas-Médoc, la nappe alluviale $a^{1b'}$ était détruite dans sa partie nord. Au Sud, il restait une large bande traversant les communes de Saint-Christoly, Bégadan et Civrac (fig. 23) et les îlots de Valeyrac, Goulée, Jau, Saint-Vivien et Talais. A l'Ouest de Jau, de Queyrac à Grayan, un bras du fleuve entamait la nappe alluviale ancienne a^{1a} (coupe VIII, fig. 23).

Enfin, sur la ligne du rivage actuel, le plateau rocheux de la Négade formait un îlot entre les deux bras d'un delta (fig. 24).

L'étendue approximative de la plaine alluviale a^{1c} est représentée sur la carte I de la figure 24. A la fin de cette phase d'alluvionnement, le fleuve se trouvait rejeté sur sa rive droite (cours m m').

Les parties conservées de la nappe alluviale a^{1c} sur la rive médocaine forment les basses terrasses de Bègles, Bruges, Macau, Lamarque et du Bas-Médoc (Civrac, Queyrac, Saint-Vivien).

Les caractères de ces terrasses peuvent être résumés dans le tableau ci-dessous :

RÉGIONS	NAPPE ALLUVIALE	FOND ROCHEUX	
		partie externe (Médoc)	partie médiane (estuaire)
Bruges	15 m. à 8 m.	0 m.	»
Lamarque	10 m. à - 5 m.	0 m.	— 4 m.
Valeyrac et Bégadan	7 m. à - 3 m.	— 4 m.	— 6 m.
Queyrac et Saint-Vivien...	6 m. à - 3 m.	— 7 m.	— 9 m.

Le fond rocheux présente un abaissement du Sud au Nord de 8 centimètres en moyenne par kilomètre et une inclinaison

vers l'Est et le Nord-Est. *Les basses terrasses du Médoc appartiennent donc au bord externe de la plaine alluviale a^{1c}.*

Les dépôts ont une épaisseur de 10 à 15 mètres.

A Bruges la partie inférieure consiste en une argile bleue très fine, épaisse de 6 mètres, dans laquelle M. BALLAND a trouvé une faune de Mammifères caractérisée par *Elephas antiquus* mut. ancienne. Ce dépôt spécial peut appartenir en propre à la nappe alluviale a^{1c}. Mais il peut aussi bien constituer le remplissage d'un méandre abandonné du fleuve de la nappe antérieure a^{1b}. Un surcreusement a pu se produire là car c'est dans cette région que le fleuve des terrasses a^{1b} changeait de direction et rencontrait pour la première fois, vers 10 mètres, les argiles mollassiques de l'Oligocène inférieur. Ce bras mort, partiellement comblé, aurait été recouvert par la nappe alluviale a^{1c}.

L'Argile de Bruges pourrait être rattachée, avec la faune qu'elle renferme, à la partie interne de la nappe alluviale a^{1b}. Autrement dit, bien que les relations stratigraphiques paraissent situer l'Argile de Bruges à la base de la terrasse a^{1c}, il est possible que ce dépôt soit contemporain des terrasses a^{1b} ou a^{1b'}.

De Bruges à Macau, les dépôts de la partie moyenne et supérieure sont formés d'éléments grossiers et renferment de nombreux galets de 10 à 15 centimètres. Les champs de galets de Parempuyre, Ludon et Macau sont à une altitude de 5 à 7 mètres.

Le fleuve qui entraînait ces gros éléments avait un cours rapide, c'est-à-dire une forte pente. On sait, d'autre part, d'après la position et l'inclinaison du fond rocheux et des dépôts à proximité de l'embouchure, que le niveau marin devait se trouver nettement plus bas que le niveau actuel, soit de — 8 à — 10 mètres.

En rapprochant ces faits, il faudrait admettre qu'un fleuve, ayant la pente très faible de 8 centimètres par kilomètre, aurait pu rouler des galets volumineux. Même si on suppose un niveau marin encore plus bas, on ne voit pas comment un abaissement du niveau de base de quelques mètres aurait pu modifier le régime de la partie moyenne et supérieure du fleuve pour amener des galets dans l'estuaire.

On se trouve donc conduit à admettre que *la nappe a^{1c}, comme les précédentes, n'occupe pas la position originelle et qu'elle a été abaissée de l'aval vers l'amont par un mouvement d'ensemble du bassin postérieur à sa formation.*

Cinquième phase : Nappe alluviale a^{1d} (a^{2a})

On a admis jusqu'ici que l'étude des alluvions anciennes prend fin avec celle des basses terrasses a^{1c} et on a rattaché les dépôts postérieurs au Quaternaire moderne. Cette question de classement des dépôts aurait peu d'importance si elle n'entraînait pas une représentation inexacte des phénomènes.

En effet, *après la formation de la nappe alluviale a^{1c}, le creusement a continué et abouti à la formation d'une nouvelle plaine alluviale dont le fond rocheux, dans l'estuaire, se trouve en moyenne à — 15 mètres. Cette nouvelle nappe est partout recouverte par les dépôts de comblement du Quaternaire moderne.* Elle est cependant bien connue grâce aux relevés de cent dix forages qui la traversent. Mais nous ne pourrions l'étudier qu'avec le Quaternaire moderne.

Pour le moment, par anticipation, nous nous bornerons à la représenter dans la carte II de la figure 24. Cette représentation fait ressortir :

1° Le creusement de l'estuaire sur l'emplacement de la nappe a^{1c} qui est détruite, sauf des lambeaux du bord externe (*terrasses de Bègles, Bruges, Lamarque, Cussac et du Bas-Médoc*).

2° Le déplacement du lit mineur et son creusement dans la direction de l'estuaire actuel (entre le Verdon et Royan).

3° Le creusement sur la rive médocaine de petits bassins d'érosion qui entaillent et découpent les nappes alluviales antérieures.

En résumé, la nappe alluviale a^{1d} appartient à la dernière phase de cette longue période pendant laquelle la Garonne et la Dordogne n'ont cessé d'approfondir leur lit en déplaçant leur cours. Le résultat de ces deux ordres de phénomènes a été la formation de la nappe alluviale interne.

CARACTÈRES GÉNÉRAUX DE LA NAPPE ALLUVIALE INTERNE

1° *Dans le Médoc, la nappe alluviale interne a une composition très complexe et variable selon les régions. Elle se présente sous l'aspect géographique de terrasses subhorizontales qui peuvent faire penser à des périodes alternées de creusement et de comblement. En réalité chaque fois qu'il y a deux terrasses étagées on peut démontrer que le talus limite est dû à un déplacement du cours du fleuve et au recoupement d'une nappe*

alluviale plus ou moins ancienne. Les deux terrasses qui sont ainsi en contact sont séparées dans le temps par une période pendant laquelle le fleuve avait continué sur l'autre rive le creusement de son lit mineur et l'alluvionnement de son lit majeur.

Le talus est d'autant plus marqué que cette période est plus longue.

Les nappes alluviales a^{1b1} , a^{1b} , $a^{1b'}$, a^{1c} , a^{1d} ne correspondent à des phases distinctes de creusement et d'alluvionnement que dans la mesure où les déplacements du cours ont provoqué les lacunes qui font apparaître comme discontinus des phénomènes continus.

2° Le creusement et les déplacements du cours des deux fleuves et de l'estuaire ont été dirigés principalement par la composition lithologique du fond rocheux et par les accidents tectoniques locaux. Comme la composition, les déformations et la direction des couches tertiaires sont réglées par ces accidents, on peut dire que la structure tectonique de la partie occidentale de la Gironde a exercé une action directrice prépondérante sur la formation des plaines alluviales successives qui composent ensemble la nappe alluviale interne.

Au terme de la période de creusement, l'estuaire s'est trouvé placé dans les zones synclinales S^1 , S^2 , S^3 (fig. 1). Avant de les atteindre et de les réunir par son cours il a dû vaincre les résistances des zones anticlinales a et a' et des anticlinaux transversaux a^1 , a^2 , a^3 , a^4 . Nous avons montré dans l'explication des coupes transversales I à VIII (fig. 22 et 23) l'action de chacun de ces accidents.

3° Les nappes alluviales successives sont faiblement inclinées vers l'embouchure. On ne trouve pas de terrasses marines correspondant aux terrasses fluviales. Si elles ont existé elles ont été détruites. Elles se seraient trouvées aux niveaux suivants :

Nappe a^{1b}	+ 10 mètres.
Nappe $a^{1b'}$	+ 4 mètres.
Nappe a^{1c}	0 mètre.
Nappe a^{1d}	— 15 mètres.

Si les nappes alluviales successives occupent aujourd'hui leur position originelle, c'est-à-dire si on admet l'hypothèse de la stabilité du sol, il faut conclure que le niveau marin, pendant

la durée de la formation de la nappe alluviale interne, s'est progressivement abaissé de + 10 mètres à — 15 mètres.

Mais nous avons vu, pour toutes les nappes alluviales, que la nature des dépôts était incompatible avec la faible pente du fond rocheux.

Il faut donc admettre que les plaines alluviales qui composent la nappe alluviale interne n'occupent pas leur position originelle et qu'elles ont été abaissées de l'aval vers l'amont par un mouvement d'ensemble du bassin postérieur à leur formation.

DEUXIÈME PARTIE

LES ALLUVIONS MODERNES

CHAPITRE I

COMPOSITION ET FORMATION

BASSIN DE BORDEAUX (fig. 25).

BASSIN D'AMBÈS (fig. 26).

PARTIE MOYENNE DE L'ESTUAIRE (fig. 27).

Rive droite : bassin de Saint-Ciers.

Rive gauche : bassin d'Arcins, Beychevelle, Breuil, Saint-Estèphe, Saint-Yzans, Bégadan.

Résumé (fig. 28).

PLAINE MARITIME DU BAS-MÉDOC (fig. 29).

Bassin de Queyrac. Cordon littoral de Richard (fig. 30).

Bassin de Grayan et de Soulac (fig. 31 et 32).

Résumé : creusement, comblement.

LES ALLUVIONS MODERNES DU LITTORAL DU MÉDOC.

Bas-Médoc : de la Pointe de Grave à la Pointe de la Négade (fig. 29) et de la Pointe de la Négade à Montalivet. Argile à coquillages et galets de Montalivet (fig. 33).

De Montalivet à Lacanau. Région des étangs (fig. 34, 35, 36).

Littoral de la bordure continentale.

Littoral des estuaires.

La rive et le sol des étangs.

De Lacanau-Océan à Arcachon (fig. 37).

Bordure continentale.

Presqu'île du Cap-Ferret.

CONCLUSION.

Résumé et conclusions.

Creusement de l'estuaire.

Les dépôts.

Explication des faits : les mouvements du sol pendant le Quaternaire moderne.

De Bordeaux à l'embouchure, la plaine alluviale moderne forme plusieurs bassins étendus connus d'une manière générale sous le nom de *terrains de « palus »*.

Les limites de ces terrains sont très nettes; ce sont celles de la plaine inondable; les eaux des fortes marées en période de crue peuvent les recouvrir; leur altitude ne dépasse pas 3 mètres.

La composition des alluvions modernes a été donnée succinctement, mais d'une manière déjà assez précise, par LINDER, dans la Notice de la Carte géologique, feuille Lesparre. « Elles sont, dit-il, tourbeuses à la surface, argileuses ou vaseuses au-dessous, sablonneuses au fond ».

Mais c'est WELSCH qui le premier en a fait une étude complète. Nous conserverons la distinction des différentes sortes de terrains adoptée par cet auteur.

1° *Terrains de « palus » : Argile marine à Scrobiculaires.* — « Je me suis décidé, écrit WELSCH [182], à mettre en évidence *Scrobicularia plana* (*piperata*) pour caractériser ce genre de dépôt. C'est un Mollusque bivalve appelé « lavagnon » ou « lavignon » par les pêcheurs; il vit actuellement sur le littoral sous une faible profondeur d'eau de mer ».

Les argiles marines à *Scrobicularia plana* comblent les anciennes anses du Bas-Médoc et l'intervalle entre les diverses « îles de l'archipel qui constituait cette région avant l'époque géologique actuelle... Les vases marines se sont déposées là dans les eaux calmes à l'abri des forts courants et des vagues, à la limite supérieure du balancement des marées... Je n'ai pas vu de points dont l'altitude dépasse 3 mètres au-dessus du zéro des cartes topographiques... ». Cette altitude est le niveau des hautes mers actuelles. Ce niveau est, pour la Gironde, à « 5 m. 72 du zéro des cartes marines » ou à « 2 m. 86 au-dessus du zéro Bourdaloue de la Carte au 1/80.000° ».

WELSCH donne à l'*Argile à Scrobiculaires* l'indice a^{2b} réservant l'indice a^{2a} pour la partie inférieure généralement sableuse.

2° *Terrains de « mattes ».* — Ce sont des alluvions fluvio-marines consolidées pendant la période historique. Elles sont constituées par des vases brun-rougeâtres ou jaunâtres. Bien que ne se trouvant jamais au-dessus du niveau des hautes mers, elles recouvrent généralement l'*Argile à Scrobiculaires*. Pour cette raison elles seront désignées par l'indice a^{2c} .

3° *Terrains de « sarretièrre »*. — Ce sont des alluvions vaseuses en voie de consolidation; les bandes étendues qu'elles forment en certains endroits, le long des rives de l'estuaire, représentent la première phase de la formation d'une plaine alluviale. Les dépôts actuels qui les constituent forment en même temps les îles de l'estuaire. L'indice a^{2d} les distinguera des terrains précédents.

4° *Alluvions lacustres des marais d'eau douce*. — Ce sont des « alluvions marécageuses et tourbeuses ». Nous les désignerons par l'indice $a^{2d'}$ parce qu'elles recouvrent les terrains de *palus* et des *mattes*. Mais leur formation, sur le bord externe de la plaine alluviale, a été contemporaine du dépôt des *Argiles à Scrobiculaires* et s'est poursuivie sans interruption, jusqu'à l'époque actuelle : l'indice $a^{2b'c'd'}$ donnerait une idée précise de leur durée et de leur âge.

Formation des alluvions modernes

Les alluvions modernes représentent la dernière phase de l'alluvionnement consécutif au creusement des vallées. Plus particulièrement, d'après M. DUBOIS, elles correspondent à la deuxième phase d'une période géologique qui comprend : 1° un surcreusement important des vallées dû à un abaissement du niveau marin; 2° un remblaiement provoqué par le relèvement de ce niveau jusqu'à l'état actuel.

M. DUBOIS donne le nom de Flandrien à cette période géologique. Nos descriptions des terrains, en faisant connaître d'une manière précise la composition des alluvions modernes sur tous les points de l'estuaire, nous permettra de juger si l'explication donnée pour les dépôts du Nord de la France par M. DUBOIS est également valable pour l'estuaire de la Gironde.

BASSIN DE BORDEAUX (fig. 25)

La Garonne longe sur sa rive gauche les coteaux sur lesquels est bâtie la ville de Bordeaux; sur la rive droite s'étale, sur 3 kilomètres de largeur, la plaine alluviale de la Bastide. Celle-ci se prolonge sur la rive gauche par la plaine marécageuse de Bacalan-Bruges-Blanquefort. Dans cette région, la plaine d'alluvions modernes ne dépasse pas l'altitude de 3 mètres.

De nombreux forages permettent de connaître la nature et l'épaisseur des alluvions modernes de la région de Bordeaux. Le

tableau suivant groupe les résultats des forages les plus caractéristiques :

I

QUAI DE PALUDE		QUAI DE BRAZZA LA BASTIDE	
Sol et argile	14 m. 80	Vases et sables	8 m. 20
Sable et gravier	7 m. 80	Sables argileux	6 m. 80
		Sable compact	5 m. 10
Epaisseur	22 m. 60	Gravier	4 m. 90
DOCKS FRIGORIFIQUES AVENUE THIERS		USINE A GAZ BACALAN	
Argile	10 m. 50	Argile	15 m. 10
Argile et tourbe	4 m. 70	Tourbe	0 m. 20
Argile grise	2 m.	Argile noire	0 m. 70
Argile sableuse	1 m. 80	Argile sableuse	0 m. 50
Gravier et galets	2 m. 10	Sable argileux	0 m. 70
		Gravier	3 m. 80
Epaisseur	21 m. 10		
		Epaisseur	21 m.

II

QUAI DE QUEYRIES LA BASTIDE		LA SOUYS	
Argile	9 m. 45	Argile	14 m. 50
Sable et gravier	9 m. 05	Sable argileux	1 m. 60
		Gravier et Galets	1 m. 38
Epaisseur	18 m. 50		
		Epaisseur	17 m. 48
COURS DE LA MARTINIQUE		RAFFINERIES DE BASSENS	
Argile	13 m. 90	Argile	10 m.
Gravier, galets	4 m. 50	Argile sableuse	2 m.
		Vases argileuses	4 m. 50
Epaisseur	18 m. 46	Sable et gravier	1 m. 50
		Epaisseur	18 m.

Les forages du groupe I, situés sur une bande sinueuse *a b*, *c d* (fig. 25), montrent des dépôts épais de 21 à 25 mètres avec un fond rocheux variant de — 17 à — 20 mètres. Cette zone, où les dépôts ont une plus grande épaisseur, représente le lit de la Garonne durant la phase de creusement maximum.

Les forages du groupe II, situés de part et d'autre de cette bande,

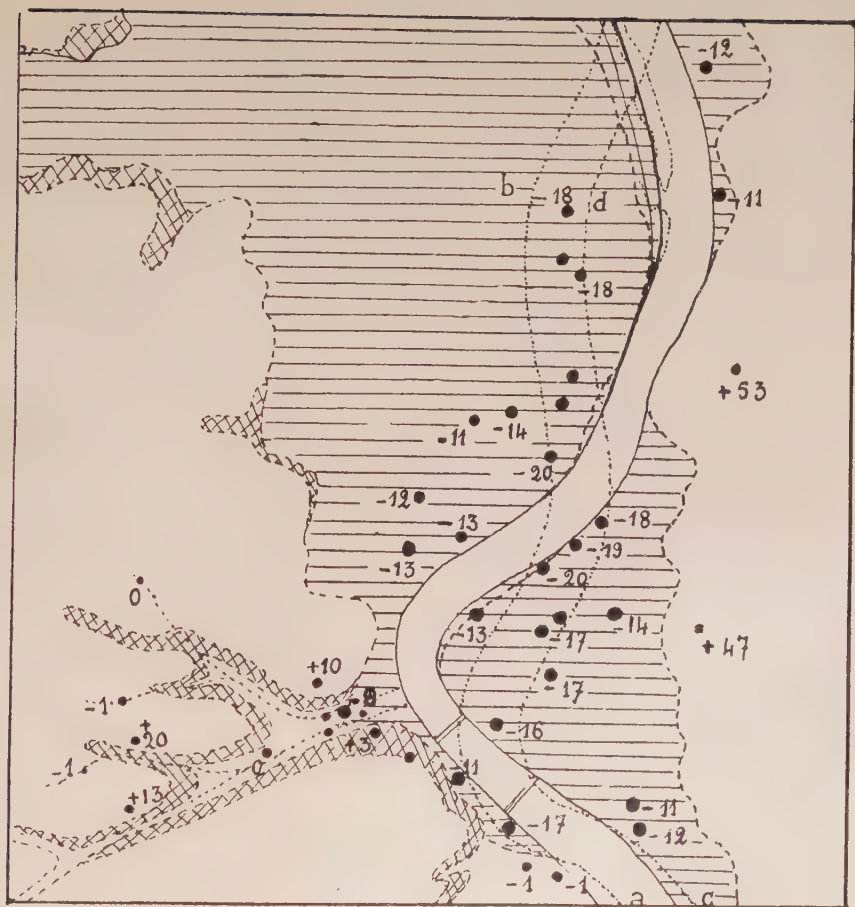


FIG. 25. — La plaine d'alluvions modernes de Bordeaux-Bastide

Echelle : 1/80.000^e

Les nombres expriment la position du fond rocheux par rapport au zéro marin.

a b - c d : emplacement approximatif du lit mineur pendant la phase du creusement maximum. La partie quadrillée de la figure représente le fond rocheux de la nappe alluviale interne (altitude moyenne 10 mètres). A gauche, les fonds rocheux de — 1, — 1 et 0 se situent dans des vallées fossiles contemporaines du creusement du lit de la Garonne a b - c d.

appartiennent à une plaine alluviale dont le fond rocheux constituait le lit majeur à une profondeur comprise entre — 11 et — 15 mètres.

Les dépôts sont formés dans leur ensemble par deux couches bien distinctes. Le tiers inférieur est constitué par des sables et des graviers; la couche de base renferme souvent des cailloux et même de gros galets (nappe alluviale *a*¹⁰).

Dans la partie supérieure des alluvions, sur une épaisseur de 10 à 15 mètres, on trouve des argiles fines vaseuses ou sableuses, de couleur grise, jaune ou bleuâtre. A leur base, dans plusieurs forages, on rencontre une couche de tourbe.

La question de l'origine des alluvions modernes de la région de Bordeaux est posée par la présence dans leur partie supérieure de coquilles de Mollusques marins.

LINDER cite un de ces dépôts coquilliers à Bassens, à un niveau légèrement supérieur à celui des plus hautes marées. Les couches qui le composent sont les suivantes, de haut en bas :

Sables marins avec éclats de silex, de 0 m. 25, renfermant *Cardium edule*, *Mytilus edulis*, *Tellina subsolida*, *Tapes decussatus*, *Ostrea edulis*, *Donax semistriata*, *Littorina rudis*, *Patella vulgata*, *Trochus crassus*, *Trochus cinereus*, *Lymnea*, *Bythinia*;

Argile ocreuse;

Sol, avec silex travaillés.

ARTIGUE [2] mentionne également une assise à Mollusques marins, rue Carle-Vernet, à une altitude de 3 mètres environ.

DELFORTRIE [60] a signalé encore des Mollusques marins dans plusieurs creusements situés au voisinage de la place Pey-Berland; rue Rohan, les couches suivantes ont été traversées, de haut en bas :

Sol actuel et gallo-romain	4 m.
Dépôt argileux marin	0 m. 10
Tourbe	0 m. 50
Lit de cendres, os, <i>Ostrea</i>	0 m. 50
Sable lacustre	0 m. 25
Tourbe	1 m. 55

Dans un creusement voisin, rue des Trois-Conils, le dépôt argileux marin est sur une couche sableuse renfermant des éclats de silex et des ossements travaillés.

Ces deux derniers gisements sont situés au débouché d'une petite rivière, le Peugue, qui a joué avec ses affluents un grand rôle dans la formation de la topographie du sol de Bordeaux.

Le lit de ce cours d'eau a creusé le Calcaire à Astéries jusqu'à

8 mètres (rue Beaubadat). Tous ces dépôts à coquilles de Mollusques marins sont situés au-dessus du niveau des marées ordinaires; ils sont accompagnés de restes d'industrie humaine et parfois intercalés dans des débris lacustres.



FIG. 26. — Les plaines d'alluvions modernes du confluent de la Garonne et de la Dordogne.

I. Vue d'ensemble du confluent.

Echelle : 1/200.000°.

● ● : forages. — m m', n n' : ancien lit mineur de la Garonne et de la Dordogne. — t t' : zone de plus grande élévation de la plaine alluviale d'Ambès.

II. Formation de la plaine alluviale de la rive gauche et des îles.

Echelle : 1/80.000°.

I, II, III, IV : positions successives de la rive gauche. — Îles : 1, de Macau; 2, des Vaches; 3, Fumadelle; 4, de Cazeau; 5, du Nord; 6, Verte; 7, de Margaux; 8, Vincent; 9, 10, du Bec; 11, de Bourg; 12, de la Tour de Mons; 13, Nouvelle; 14, Pointe du Bec; 15, 16, 17, bancs émergents. — h : hauts-fonds de 2 à 5 mètres. — f f : fosses de 5 à 10 mètres. — Accroissement des îles : ---- en 1725; +++ en 1912.

Il s'agit de coquilles transportées par les hommes. Leur lieu d'origine ne pourra être établi que par la découverte de dépôts marins entre Bordeaux et le bas-estuaire.

Aucune couche d'alluvions du comblement flandrien de la région de Bordeaux ne peut être considérée jusqu'à ce jour comme ayant une origine marine indiscutable.

**BASSIN D'AMBÈS : RÉGION DU CONFLUENT
DE LA GARONNE ET DE LA DORDOGNE (fig. 26)**

L'absence d'eau potable dans la plaine d'alluvions modernes de cette région a nécessité le creusement de nombreux puits artésiens. Les uns s'alimentent dans les terrains éocènes profonds; les autres s'arrêtent à la base des alluvions, où se trouve une nappe aquifère abondante.

La composition des alluvions modernes est ainsi bien connue. Les résultats obtenus par les forages caractéristiques peuvent être groupés dans le tableau suivant :

I

LA MAQUELINE ILE DE MACAU	LUDON (f. 29'') DOMAINE DE LACOMBE	AMBÈS (f. 27').
Alluvion tourbeuse 4 m.	Argile bleuâtre 6 m.	Argile jaune 2 m. 90
Argile jaunâtre 2 m. 45	Argile bleue et jaune 8 m.	Argile 5 m. 40
Sable et gravier 6 m. 05	Sable plus ou moins argileux 14 m.	Sable argileux, gravier 5 m. 70
Sable argileux. 6 m. 50	Sable grossier et gravier .. 4 m.	Argile 8 m. 50
Argile 4 m. 50		Sable argileux. 2 m. 50
Sable argileux. 5 m. 50		Gravier 4 m.
Epais ^r totale. 29 m.	Epais ^r totale. 32 m.	Epais ^r totale. 29 m.
Profondeur — 26 m.	Profondeur — 29 m.	Profondeur — 26 m.

II

LUDON (f. 29). (COULOMB)	LUDON (f. 29''') (M. SUREAU).	AMBÈS (f. 27).
Sol et argile 4 m. 20	Argile jaune 0 m. 80	Tourbe 4 m.
Argile fine 13 m.	Argile bleue .. 1 m. 20	Argile 9 m. 10
Gravier 2 m. 20	Argile à lits de tourbe 16 m.	Gravier 3 m.
Epais ^r totale. 19 m. 40	Epais ^r totale. 18 m.	Epais ^r totale. 16 m. 10
Profondeur — 16 m. 40	Profondeur — 15 m.	Profondeur — 13 m. 10

III

AMBÈS (f. 28').		ÎLE DU NORD (f. 19').		LUDON (f. 29') ÎLE DE PACHAN	
Sol tourbeux .	1 m. 50	Sol argileux ..	1 m. 30	Sol argileux .	2 m. 50
Argile	7 m. 50	Sable	16 m. 75	Sable argileux.	14 m. 50
Sable argileux.	10 m. 70	Argile avec lits sableux	8 m. 10	Gravier	6 m. 80
Gravier	6 m.	Gravier	0 m. 15		
Epais ^r totale.	25 m. 70	Epais ^r totale.	26 m. 30	Epais ^r totale.	23 m. 80
Profondeur —	22 m.	Profondeur —	23 m. 30	Profondeur —	20 m. 80

IV

CUBZAC-LES-PONTS		PRIGNAC (f. 25).		SAINT-ANDRÉ-DE-CUBZAC (f. 30).	
Argile brune .	2 m.	Vase argileuse,		Vase	21 m. 60
Vase argileuse jaunâtre . . .	5 m. 50	micacée, noi- râtre avec		Gravier	8 m. 65
Vase argileuse brune	3 m. 50	bois tour- beux	20 m. 10	Epais ^r totale.	30 m. 25
Vase mollé et tourbe	5 m.	Sable argileux verdâtre . . .	0 m. 40	Profondeur —	24 m. 25
Sable argileux.	4 m.	Gravier de			
Sable et gra- viers	3 m. 50	quartz	2 m. 80		
Epais ^r totale.	23 m. 50	Epais ^r totale.	23 m. 30	ILOT DE BOURG	
Profondeur —	17 m. 50	Profondeur —	18 m. 80	Alluvions fines	30 m.
				Profondeur —	27 m.

Commentaire

Le fond rocheux. — Les forages du groupe I, situés sur l'alignement *m m'* (fig. 26) qui passe par Saint-Louis-de-Montferrand et le canal de la Maqueline (Macau), montrent la plus grande épaisseur des dépôts. Le fond rocheux n'est atteint qu'à la profondeur moyenne de — 27 mètres.

L'alignement *m m'* représente l'emplacement du cours de la Garonne pendant la période du creusement maximum. Durant la même période, le lit mineur de la Dordogne se trouvait sur l'alignement *n n'* avec un fond rocheux de — 24 m. 50 à Saint-André-de-Cubzac et de — 27 mètres à Bourg.

Sur la bordure occidentale de la plaine flandrienne et dans l'axe même de la presqu'île d'Ambès, sur un alignement *t t'* (forages du groupe II), le fond rocheux est moins profond, soit de — 13 à — 16 mètres.

Au voisinage immédiat de l'alignement $m\ m'$ (forages du groupe III), il se situe de — 20 à — 23 mètres.

Composition des dépôts. — On trouve d'abord dans la partie inférieure des sables et des graviers. Cette couche est relativement moins épaisse et ses éléments sont moins gros qu'à Bordeaux; les galets manquent. Il s'agit encore de dépôts contemporains du creusement (nappe alluviale α^a).

Au-dessus, la masse principale des alluvions est constituée par de l'argile plus ou moins sableuse : c'est le dépôt de comblement.

Sur la bordure occidentale et dans la région médiane de la presqu'île d'Ambès la partie supérieure renferme une couche de tourbe épaisse de plusieurs mètres. La tourbe forme toute l'épaisseur du dépôt dans un forage (29^m) de Ludon qui devait se trouver au débouché d'un petit affluent.

La tourbe qui recouvre l'argile appartient au Flandrien supérieur $\alpha^{2c\text{ad}}$: elle se forme actuellement dans les parties de la plaine qui sont mal drainées.

PARTIE MOYENNE DE L'ESTUAIRE : DE BLAYE A SAINT-THOMAS-DE-CONAC (RIVE DROITE) ET DE MARGAUX A VALEYRAC (RIVE GAUCHE) (fig. 27).

RIVE DROITE

Bassin de Saint-Ciers

La plaine d'alluvions modernes de la rive droite s'étend de Blaye à Mortagne sur une longueur de 40 kilomètres et une largeur maximum de 5 kilomètres. Son étendue est de 10.000 hectares environ. Au Nord de Blaye, le fleuve s'est encaissé d'une manière inégalement rapide selon la résistance du fond rocheux.

On peut suivre la marche du creusement le long du canal de Saint-Georges, depuis Anglade (A) jusqu'aux Portes Neuves. Au Nord-Ouest d'Anglade le Calcaire de Blaye forme un promontoire à une altitude moyenne de 5 mètres. A 500 mètres de son extrémité, au Passage, le fond rocheux est déjà à — 8 mètres; 800 mètres plus loin, à la Guadelle, il est à — 16 mètres et aux Portes Neuves à — 18 mètres. *Il y a eu par conséquent un creusement de 21 mètres suivi d'un déplacement du lit du fleuve vers l'Ouest dans le sens du pendage des couches tertiaires de la partie sud du synclinal de Pauillac.*

Au Nord d'Anglade, l'érosion ayant entamé les dépôts sableux littoraux du Lutétien moyen, le fleuve a gagné vers l'Est. A la limite du département de la Gironde, au Pas-d'Ozelle, le substratum crétacé est atteint. C'est à partir de là que commence la falaise qui borde

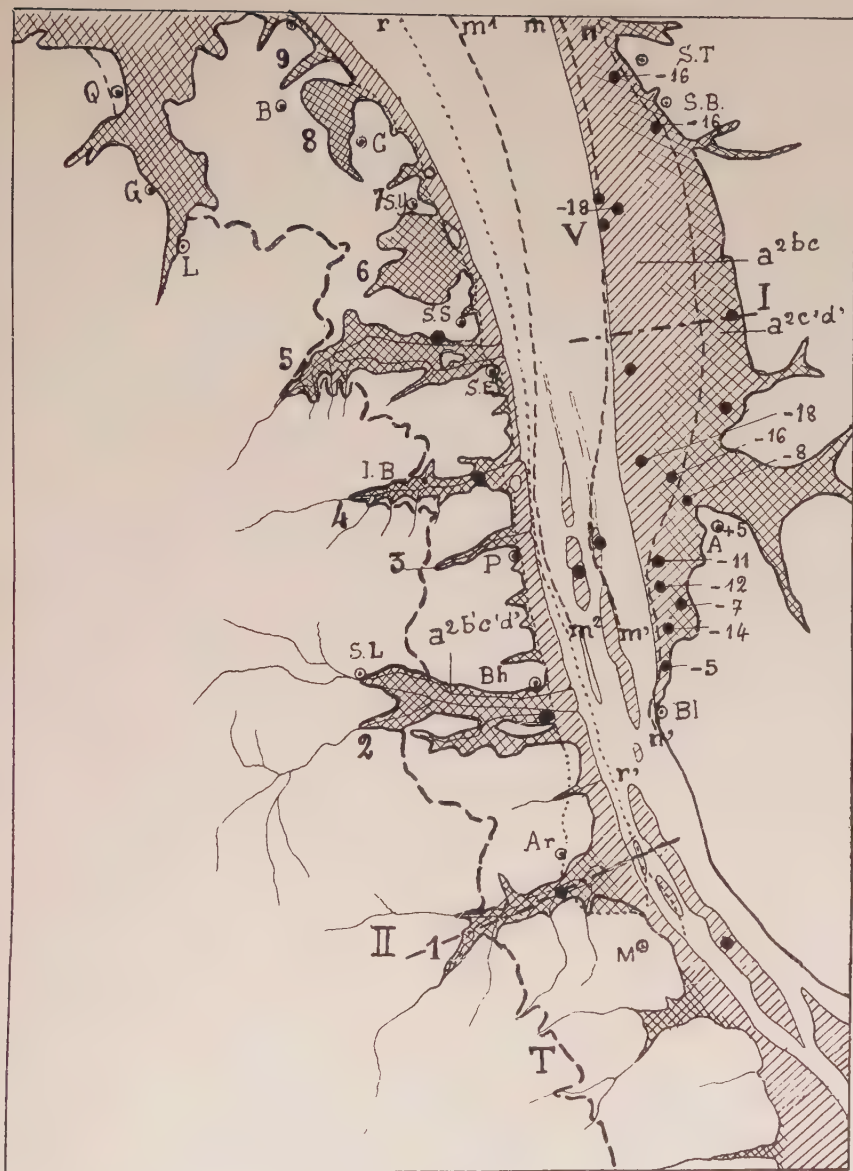


FIG. 27. — Les alluvions modernes de l'estuaire moyen.
Echelle : 1/320.000.

Rive droite : bassin d'Anglade, Etauliers, Saint-Ciers, Saint-Bonnet. — Rive gauche : bassins : 1, d'Arcins; 2, de Beychevelle; 3, de Pauillac; 4, du Breuil; 5, de Saint-Estèphe; 6, de Saint-Yzans; 7, de Cigognac; 8, de Bégadan; 9, de Valeyrac. — a^{2bc} : dépôts d'estuaire fluvio-marins. — $a^{2bc'd^2}$: dépôts continentaux (sables de transport, éboulis, tourbes). — $n n'$: creusement du fond rocheux à — 15 mètres. — $m-m'$, m^1-m^2 : limites approximatives du lit mineur (de — 20 mètres à — 30 mètres). — $r r'$: limite orientale du fond rocheux de la nappe alluviale a^{1c} . — I, II : coupes de la figure 28. — T : talus oriental de la nappe N.

le fleuve sur la rive droite. De Saint-Bonnet à Saint-Thomas, près de la bordure crétacée, le fond rocheux est à — 16 mètres.

Le creusement a donc suivi le même rythme qu'à Anglade. Il y a eu également un déplacement du lit du fleuve vers l'Ouest. En effet, à Vitrezay (V), au voisinage de la rive, le fond rocheux est aux environs de — 20 mètres. Les courbes de niveau du fond rocheux de — 15 mètres et — 20 mètres *n n'*, *m m'* (fig. 27) représentent, la première, la phase de creusement et la seconde, le déplacement postérieur du fleuve vers l'Ouest.

Le lit mineur se trouvait ainsi à l'Ouest de Vitrezay. Toute la région comprise à l'Est et au Sud de Vitrezay, avec un fond rocheux moyen de — 16 mètres, formait la plaine alluviale du lit majeur.

Cette plaine a été comblée de la même manière que celles de la région de Bordeaux et d'Ambès.

Dans tous les forages, en effet, trois sortes de dépôts ont été traversés : sables graveleux à la base, vases argileuses à la partie moyenne et tourbes à la partie supérieure.

Dans la partie sud, jusqu'à Anglade, les graviers sableux ont une épaisseur moyenne de 4 mètres. Dans la partie nord, de Saint-Ciers à Saint-Thomas-de-Conac, ils atteignent 8 mètres. Ils renferment une nappe aquifère abondante : à Anglade (La Guadelle), Saint-Sorlin (La Bordelaise), Saint-Bonnet (à l'Ouest du bourg), elle est constituée par de l'eau salée.

Les vases de comblement sont formées par une argile très fine, bleuâtre, verdâtre ou jaunâtre, analogue, au point de vue minéralogique, au « bri » ou *Argile à Scrobiculaires* du bas-estuaire.

Un extrait de l'état des sondages exécutés dans les marais de Saint-Louis et Saint-Simon, du 18 au 24 décembre 1852, désigne cette argile de la manière suivante : « Argile plastique d'abord jaunâtre, ocracée, virant au bleu d'ardoise, très consistante, micacée; argile verdâtre micacée; argile verdâtre fluide; argile verdâtre consistante; argile micacée bleue » (1).

WELSCH, qui a décrit ces argiles, déclare qu'il n'a jamais pu y voir des coquilles marines ou fluvio-marines.

L'épaisseur du dépôt augmente en s'éloignant de l'ancienne rive : sur la rive actuelle, d'Anglade à Saint-Bonnet, elle est en moyenne de 15 mètres. A l'Est de Vitrezay, de 2 à 4 kilomètres de la rive, on n'en trouve plus que 10 mètres.

Il n'y a pas de passage graduel de la couche inférieure, silicieuse, à l'argile : les deux dépôts sont nettement séparés, ils correspondent l'un à une phase de creusement, l'autre à une phase de comblement.

La tourbe est une formation actuelle. Elle est particulièrement

(1) Lettre du Chef des travaux à GOSSELET, Archives du Laboratoire de Géologie de la Faculté de Sciences de Bordeaux (Don de M. DUBOIS, 1935).

développée dans la partie interne de la plaine moderne, d'Anglade à Saint-Thomas. En effet, ainsi que le signale WELSCH, « d'une façon générale, l'altitude est moindre à la base des coteaux, 2 mètres par exemple; elle augmente très légèrement sur les bords de la Gironde qui sont très cultivés ». Ces marais sont analogues aux *cousteyres* des environs de Lesparre. Le long du fleuve, le sol, protégé par une digue riveraine et assaini par des chenaux à écluse, est constitué par une argile jaune, épaisse de 2 mètres en moyenne, de même composition et de même origine que le terrain des *mattes* du Bas-Médoc.

RIVE GAUCHE

De Margaux à Valeyrac, des bassins d'alluvions modernes pénètrent profondément à l'intérieur des terres. Près du fleuve ils sont reliés par une plaine alluviale étroite comprise entre la rive et le talus escarpé formé par le fond rocheux des terrasses de la nappe alluviale interne.

Le creusement atteint, près de la rive, la profondeur de — 5 à — 10 mètres. Mais les bassins s'étendaient vers l'Est plus loin que la rive actuelle. En effet, le long de la rive, jusqu'à une distance qui croît de 300 mètres au Sud à 2 kilomètres au Nord, ils recouvrent le fond rocheux de la basse terrasse à une profondeur de — 5 mètres à — 8 mètres.

Le confluent avec la Gironde des ruisseaux qui drainaient les bassins d'érosion se trouvait à une profondeur de — 10 mètres à — 15 mètres.

Bassin d'Arcins. Etendue : 650 hectares (Ar)

La pente de la Jalle de Castelnau est en moyenne de 3 mètres par kilomètre dans son cours supérieur et moyen et de 2 mètres par kilomètre dans son cours inférieur, aujourd'hui recouvert. Le régime torrentiel du cours d'eau explique l'importance des phénomènes d'érosion et de creusement. Ceux-ci ont été interrompus par un changement important survenu dans la position du niveau de base du fleuve. Le comblement a commencé au moment où l'élévation de ce niveau a refoulé les eaux du fleuve dans l'intérieur du bassin.

Le marais d'Arcins, qui n'a pas été assaini, montre encore aujourd'hui le jeu normal des phénomènes qui l'ont formé. Il est envahi en été par une végétation de plantes de marécages. En hiver, les eaux abondantes qui proviennent de son bassin d'alimentation sont refoulées par les marées et par les crues du fleuve. Une couche d'eau d'une épaisseur de 0 m. 25 à 0 m. 50 recouvre le marais pendant six mois de l'année. La végétation annuelle se transforme ainsi sur

place en une mince couche de tourbe. La persistance de ces phénomènes pendant une longue période a produit dans la partie moyenne du marais une couche de tourbe de 7 mètres d'épaisseur (de + 2 à — 5 mètres).

Bassin de Beychevelle. Etendue : 650 hectares (Bh 2)

Le bassin de Beychevelle a un aspect différent de celui d'Arcins. Plus largement ouvert, les eaux de l'estuaire y ont pénétré plus profondément. Il s'ensuit que les vases saumâtres d'estuaire y possèdent une plus grande importance au détriment des dépôts continentaux tourbeux.

A 2 kilomètres de la rive, sous 2 mètres de sol tourbeux, un forage a traversé 11 mètres d'argile bleue très fine. Le fond rocheux se trouve là à — 11 mètres.

Bassin du Bréuil. Etendue : 300 hectares (L B 4)

La partie supérieure du bassin renferme des dépôts tourbeux. La partie inférieure a été remplie par des dépôts d'estuaire. A 2 kilomètres de la rive, dans les dépôts actuels, on trouve à 1 m. 50 de profondeur un niveau d'argile bleue renfermant des coquilles marines : *Scrobicularia plana* et *Cardium edule*.

L'Argile à *Scrobiculaires* est recouverte par une couche plus récente, tourbeuse à l'intérieur et argileuse au bord du fleuve.

Bassin de Saint-Estèphe. Etendue : 800 hectares (S S 5)

Ce bassin représente le type de comblement mixte. Près de la rive, au niveau du bourg de Saint-Estèphe, le creusement des chenaux a rencontré l'Argile à *Scrobiculaires*. Dans la partie moyenne, au niveau du Tralle, un creusement récent a traversé 5 mètres de couches alternées de sable argileux et de tourbe constituée par des végétaux à peine décomposés. Chaque couche n'a que 2 ou 3 centimètres d'épaisseur.

Enfin, dans la partie intérieure appelée marais de Reysson, les formations tourbeuses dominent.

Bassin de Saint-Yzens. Etendue : 700 hectares (S Y 6)

On ne trouve pas ici de bassin hydrographique. Le bassin de Saint-Yzens a été creusé principalement par les eaux de ruissellement. Ainsi est-il moins profond et est-il resté plus largement ouvert à la pénétration des eaux de l'estuaire. L'Argile à *Scrobiculaires* y a été trouvée jusque dans son centre.

Bassin de Bégadan. Etendue : 500 hectares (B 8)

Ce bassin est différent des précédents. Il occupe seulement une ondulation du Calcaire de Couquèques dont la surface, très résistante, n'a pas été entamée. Les dépôts sont peu épais, ils ne dépassent pas 3 mètres. Ce sont des vases tourbeuses peu consistantes, sans la stratification qui indique, dans les bassins situés plus au Sud, les incursions des eaux de l'estuaire.

Au Nord du marais de Bégadan commence le régime spécial du bas-estuaire.

RÉSUMÉ ET COMMENTAIRE

La composition des plaines alluviales des deux rives est résumée et représentée dans les deux coupes de la figure 28.

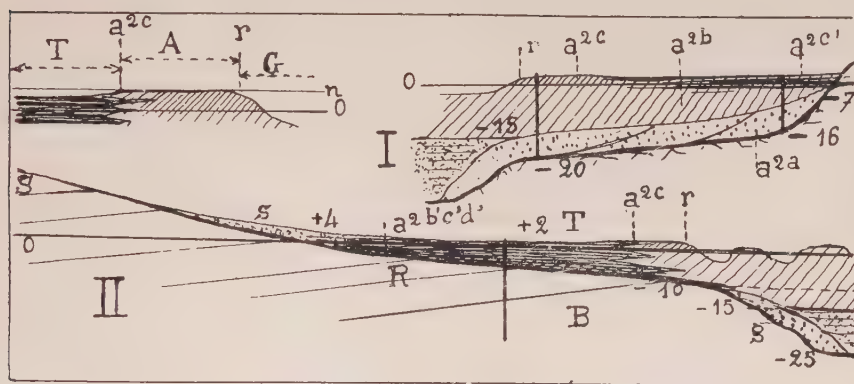


FIG. 28. — I. Coupe transversale de la plaine d'alluvions modernes de Saint-Ciers.

II. Coupe selon l'axe du bassin d'Arcins (en haut : détail).

R : fond rocheux. — r : rive de la Gironde. — n : niveau des hautes marées. — s : sable de transport. — T : tourbe. — g : gravier. — $a^{2a} = a^{1d}$: nappe alluviale de la dernière phase de creusement. — a^{2b} : argile fluvio-marine de remblaiement. — a^{2c} : argile de « matte » (A). — a^{2b}, c^2, d^2 : dépôts continentaux tourbeux.

Creusement : le fond rocheux

Le fleuve s'est éloigné de la rive gauche et s'est encaissé rapidement au pied des coteaux de la rive droite jusqu'à une profondeur de — 15 mètres (n n').

Il s'est déplacé ensuite vers l'Ouest en passant de

— 15 mètres à — 20 mètres (*m m'*). Son lit mineur s'est établi sur l'emplacement de l'estuaire.

Sur la rive gauche, l'érosion produite par le ruissellement emportait les alluvions anciennes et entaillait profondément le socle rocheux, creusant ainsi des bassins d'érosion de direction Est-Ouest.

Les petits affluents qui servaient de collecteurs aux eaux de ces bassins ont leur confluent avec le lit mineur du fleuve à une profondeur voisine de — 15 mètres.

Comblement : composition des dépôts

Rive droite. — A la base on trouve partout une couche de graviers grossiers, d'une épaisseur de 4 à 8 mètres. Ces dépôts sont contemporains du creusement et du déplacement du fleuve de l'Est à l'Ouest ($a^{1d} = a^{2a}$).

Au moment où son cours s'encaissait dans le lit mineur de — 15 à — 25 mètres, les graviers formaient une plaine alluviale, véritable terrasse, dont le bord interne était à l'étiage à — 15 mètres et le bord externe à — 7 mètres. Au-dessus, la masse principale des alluvions est constituée par une argile bleue a^{2b} , de 10 mètres d'épaisseur à l'extérieur et de 15 mètres près de la rive actuelle. Cette argile représente un dépôt de remblaiement. Elle est recouverte près de la rive par une argile jaune a^{2c} et à l'extérieur par des dépôts tourbeux $a^{2c'}$.

Rive gauche. — Le mode de formation des bassins de la rive gauche empêche qu'on trouve, à la base, des dépôts grossiers contemporains du creusement. Le comblement des bassins d'érosion s'est fait, à l'intérieur, près du fleuve, par des argiles bleues identiques à celles de l'autre rive et à l'extérieur par des dépôts continentaux formés par le refoulement des eaux pendant une élévation progressive du niveau de base de l'estuaire.

PLAINE MARITIME DU BAS-MÉDOC (fig. 29)

Les alluvions modernes occupent dans le Bas-Médoc une étendue de 12.500 hectares, dont 4.000 pour les terrains de *mattes* qui bordent le fleuve. Elles forment deux bassins, celui de Queyrac, au Sud, et celui de Grayan, au Nord. Le premier constitue un bassin d'érosion comme ceux que nous venons d'étudier dans l'estuaire moyen. Le second représente une

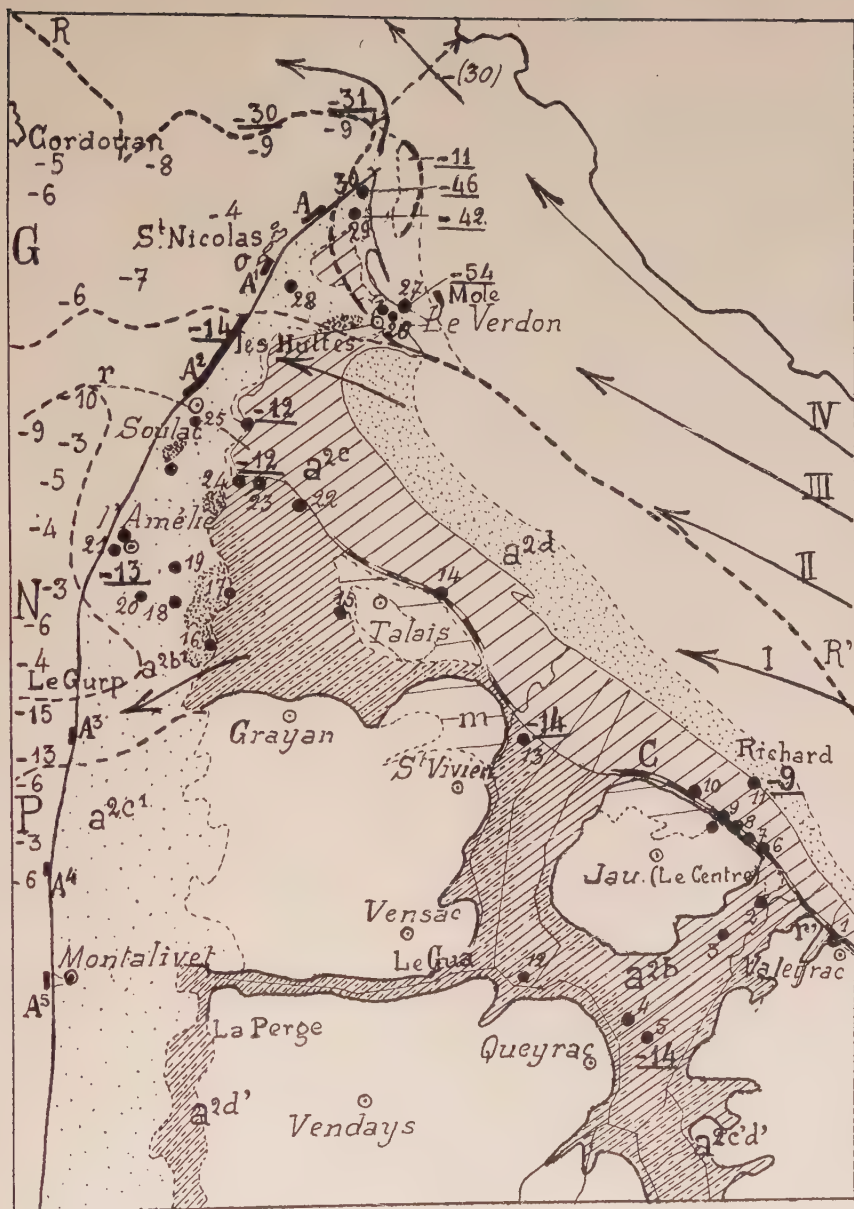


FIG. 29. — Les alluvions modernes dans le Bas-Médoc.
Echelle : 1/200.000^e.

a^{2b} : argile à Scrobiculaires. — a^{2c} : argile des Mattes. — a^{2d} : dépôts actuels.
— $a^{2c^1d^1}$: dépôts continentaux. — a^{2b^1} : dunes anciennes. — a^{2c^1} : dunes
modernes. — G, N, P : plateaux rocheux sous-marins de Grave, la Négade et
la Pinasse. — I, II, III, IV : direction des bras du delta flandrien. —
C, r, r' : cordon littoral de Richard. — A, A¹ A⁵ : argile à Scrobiculaires. —
● — 14 : forages et profondeur du fond rocheux. — R, R' : limite occidentale
du lit mineur pendant la dernière phase de creusement.

partie d'un ancien delta. Les deux bassins ne communiquent pas entre Saint-Vivien et Talais aussi largement que l'indique la Carte géologique.

Les portions *m* (fig. 29) du territoire des communes de Jau, Saint-Vivien et Talais placées dans les alluvions modernes appartiennent, ainsi que nous l'avons vu, aux alluvions anciennes *a*^{1c}.

BASSIN DE QUEYRAC. Etendue : 5.000 hectares

Le bassin de Queyrac a été creusé jusqu'à la profondeur de — 14 mètres dans les couches tendres de l'Eocène supérieur. Sa partie centrale est occupée par la grande île de Jau formée par des alluvions anciennes (*a*^{1b}) posées sur un socle résistant de Calcaire de Couquègues. Les deux débouchés du bassin de Queyrac sur l'estuaire, de Goulée au Sud et de Saint-Vivien au Nord, sont taillés dans ce massif, puissant sur ce point de 45 mètres. Le fond rocheux du bassin de Queyrac dépasse largement la rive actuelle; il doit atteindre sensiblement l'alignement *RR'*. La portion du bassin d'érosion recouverte par l'estuaire continue la bordure rocheuse que nous avons vue de Margaux à Valeyrac.

Pendant la période de comblement, le bassin de Queyrac, largement ouvert sur l'estuaire et alimenté par un réseau hydrographique peu important, a été recouvert d'une manière permanente par les eaux saumâtres.

Le centre du bassin a été comblé par l'Argile à *Scrobiculaires*. D'après WELSCH le forage de Picon (f. 5) a traversé 10 à 16 mètres de cette Argile. WELSCH la cite encore à la gare de Queyrac, au kilomètre 76.400 (f. 12).

Près du bord du bassin, au Château de Mauva (f. 4), on a traversé les couches suivantes : sable grossier, 7 mètres; sable fin, 3 m. 50; argile bleue, 5 m. 50. Les éléments grossiers de la partie supérieure indiquent un dépôt effectué sur une bordure littorale par un courant assez vif : le chenal de 2 kilomètres qui contournait l'île de Jau était largement ouvert aux influences marines.

Sur tout le pourtour du bassin, l'Argile à *Scrobiculaires* est recouverte par des formations tourbeuses. Les plus importantes sont celles des marais de Gaillan et de Lesparre au Sud et du marais du Gua à l'Ouest. Elles sont dues au manque d'écoulement des eaux douces qui se trouvent refoulées par les eaux du fleuve. La plus grande partie du bassin de Queyrac est en effet au-dessous du niveau des grandes marées; toute sa partie orientale est comprise entre 1 mètre et 2 m. 50.

Aussi, en hiver, les chenaux n'arrivent pas à évacuer les eaux de l'intérieur. Celles-ci recouvrent quelquefois pendant plusieurs mois

toute la bordure du bassin. Ce sont les *cousteyres* où les dépôts d'eau douce recouvrent les alluvions marines.

Le marais du Gua est venu prolonger à une époque récente le bassin de Queyrac. Il n'a pas subi le creusement contemporain de la formation du bassin. Les pylônes de la ligne à haute tension qui l'enjambent sont implantés sur ses bords et en son centre dans le fond rocheux constitué par le Calcaire à Astéries.

Les eaux de la partie occidentale des communes de Vensac et de Vendays se dirigeaient d'abord vers l'océan. La chaîne des *dunes modernes* les a rejetées vers l'Est à une époque récente.

Le marais du Gua n'est pas assaini; sous les eaux qui le recouvrent pendant une partie de l'année, la formation de la tourbe se poursuit. Nous donnons à cette formation l'indice a^{2d} pour la distinguer de celle de Lesparre (a^{2cd}) qui a commencé plus tôt.

Les phénomènes de creusement et de comblement dans le bassin de Queyrac sont donc les mêmes que dans les bassins de l'estuaire moyen. Le voisinage de la mer accentue seulement le caractère marin des dépôts.

Cordon littoral de Richard

Le bassin de Queyrac est limité à l'Est par un *cordon littoral* presque continu qui joue un grand rôle dans la topographie et la vie de la région. WELSCH l'a partiellement décrit sous le nom de « *cordon littoral de Richard* ». Cette levée naturelle, qui domine la plaine maritime de 2 à 3 mètres, est suivie depuis le Moyen Age par un chemin connu sous le nom de « passe Castillonnaise » allant du Fort de Castillon (Saint-Christoly) à Soulac. Cette voie a constitué pendant longtemps le moyen de communication le plus sûr du Bas-Médoc. Elle est jalonnée par des habitations. Le *cordon littoral C* commence à se rencontrer au débouché du marais de Bégadan, à Port de By. Il est formé par du sable de grève surmonté de 2 mètres d'argile grise des *mattes*. Un kilomètre plus loin, à la Lagune, il a une cinquantaine de mètres de large. Il est constitué par 2 à 3 mètres de sable grossier renfermant de nombreux débris de coquilles de Mollusques : *Ostrea*, *Cardium*, *Scrobicularia*, etc.

Le sable recouvre une couche d'*Argile à Scrobiculaires* de 3 mètres d'épaisseur, séparée elle-même du fond rocheux par une assise tourbeuse noire renfermant des tronçons de bois.

Près du cimetière de Valeyrac le *cordon littoral* est moins épais. Un puits a traversé 1 m. 50 de sable à coquillages et 2 mètres d'*Argile à Scrobiculaires*. Il s'interrompt à Goulée, au débouché du bassin de Queyrac; les creusements faits pour la pose d'une ligne électrique à basse tension n'ont traversé que de l'*Argile à Scrobiculaires*.

Plus loin, il présente un grand développement sur toute la longueur de la route qui, de Richard à Charmaille, longe les alluvions anciennes de Jau. Les puits 6, 7, 8, 9, 10 le traversent sur une épaisseur de 7 mètres. Il est constitué tantôt par des sables assez fins et homogènes (puits 10), tantôt par des graviers ayant à leur base un lit de galets (puits 9). Les débris de coquillages abondent dans toute l'épaisseur des dépôts.

On retrouve les sables à coquillages du *cordon littoral* sur la rive actuelle, à 2 kilomètres au Nord-Est. Le forage 11, du phare de Richard, a traversé les couches suivantes, de haut en bas :

Argile jaune des <i>mattes</i>	2 m. 25
Argile bleue à <i>Scrobiculaires</i>	1 m. 90
Sables et graviers à coquillages	7 m. 50
(Fond rocheux à — 9 mètres).	

Le *cordon littoral* s'atténue après Charmaille et s'interrompt au débouché nord du bassin de Queyrac, de la « Caserne des Douaniers » au Port de Saint-Vivien. Deux forages creusés dans cette région n'ont rencontré que de l'Argile à *Scrobiculaires*. Celui de Lacanau (f. 13) a traversé 16 mètres d'alluvions dans l'ordre suivant : argile jaune des *mattes*, argile bleue et sables argileux à *Scrobiculaires*.

On retrouve de nouveau des sables de grève à coquillages sur la bordure nord de l'îlot d'alluvions anciennes de Talais.

Les relations du *cordon littoral* C avec les autres dépôts alluviaux, de Saint-Christoly à Jau peuvent être représentées par les figures suivantes :

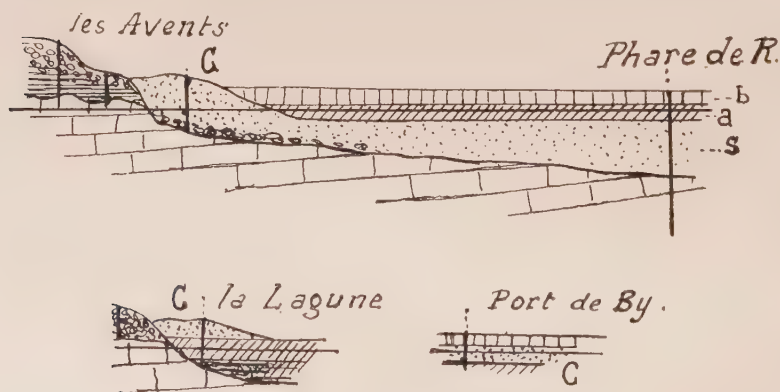


FIG. 30. — Cordon littoral de Richard.

C : cordon littoral. — s : sable à coquillages. — a : argile bleue à *Scrobiculaires*, — b : argile jaune des *Mattes*.

Le cordon littoral, remplaçant l'Argile à Scrobiculaires, la recouvrant ou étant recouvert par elle, est donc contemporain de cette formation. Mais il est antérieur à l'argile jaune actuelle qui le recouvre sur sa bordure orientale. Le cordon littoral qui se forme aujourd'hui sur la rive, à Neyran, est de même contemporain de l'argile jaune des *mattes*. Celui de Richard représente des *laisses littorales accumulées sur un rivage constitué par un socle rocheux résistant et peu profond*.

La formation d'un cordon littoral composé de dépôts grossiers avec grande abondance de coquillages prouve encore que l'estuaire était largement ouvert aux influences marines.

BASSIN DE GRAYAN ET DE SOULAC. Etendue : 3.350 hectares

La pointe du Bas-Médoc située au Nord de Saint-Vivien fait partie du delta du fleuve qui a déposé les alluvions modernes. Leurs caractères sont différents de ceux du reste de l'estuaire.

A l'Est, autour de l'îlot de Talais on trouve la suite de l'Argile à Scrobiculaires du bassin de Queyrac. WELSCH [184] cite, au kilomètre 89, un forage ayant traversé les couches suivantes, de haut en bas : sables gris verdâtre, 1 mètre; argile grise, 6 mètres; sable gris verdâtre avec coquilles marines. D'après un renseignement oral, un autre forage fait à la gare de Talais aurait atteint le fond rocheux à — 15 mètres.

A l'Ouest, la partie sud du bassin de Grayan s'ouvrait sur le littoral par un large chenal creusé entre les plateaux sous-marins de la Négade N et de la Pinasse P. La surface de ces deux plateaux, malgré une érosion marine récente, est comprise entre — 3 et — 10 mètres et se tient en moyenne vers — 6 mètres.

Dans le chenal du Gulp, le fond rocheux est à la même profondeur que la plaine maritime interne, soit à — 14 mètres.

Plusieurs forages montrent la composition de la plaine maritime sur la bordure littorale de l'Amélie à Soulac.

Relevé des couches traversées :

L'AMÉLIE (f. 21) :

1. Sable des dunes avec niveaux tourbeux.	3 m. 15	jusqu'à	+	1 m. 85
2. Argile sableuse, graviers et galets de 5 cm.	1 m. 75	—	+	0 m. 10
3. Argile jaune et bleue	0 m. 90	—	—	0 m. 80
4. Gravier, sable avec galets de 10 cm. ...	2 m.	—	—	2 m. 80
5. Sable argil. gris bleu à grains calibrés.	8 m.	—	—	10 m. 80
6. Sable argil. gris bleu et petits graviers.	1 m. 50	—	—	12 m. 30
7. Argile verte, sable gris bleu, galets	1 m. 45	—	—	13 m. 75
Fond rocheux : marne calcaire blanche avec <i>Ostrea</i> (Eocène supérieur).				

EST DE SOULAC
Briquerterie Chollet (f. 25, alt. 4) :

a. Sable éolien	2 m.
b. Argile grise	3 m.
b'. Argile bleue	1 m.
c. Sable gross ^r (eau douce)	1 m.
d. Argile bleue	7 m.
e, f. Gravier (non traversé, eau salée)	3 m.

Epaisseur 17 m.

- JEUNE SOULAC (f. 24, alt. 3) :

a. Sable éolien	2 m.
b. Argile grise	3 m.
c. Sable gross ^r (eau douce)	0 m. 70
d. Argile bleue	6 m.
e. Gravier fin	1 m.
f. Gravier, argile, galets (eau salée)	3 m.

Epaisseur 15 m. 70

Il y a une grande ressemblance dans la composition des dépôts des deux forages de l'Est de Soulac et une correspondance générale des couches entre ceux-ci et celui de l'Amélie. Le schéma suivant fait ressortir ces relations.

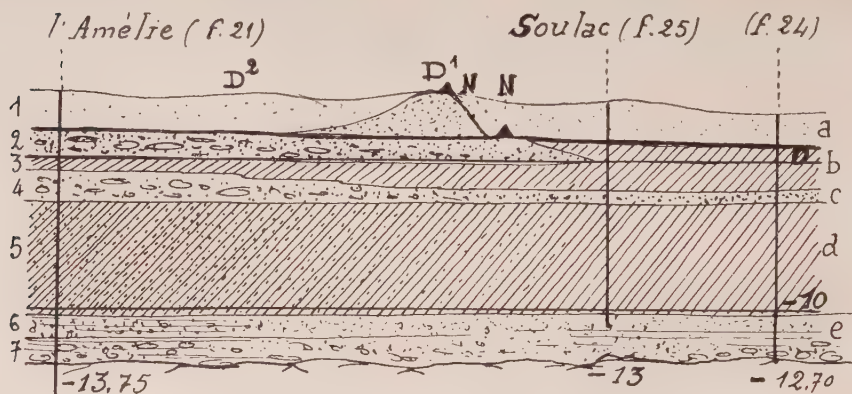


FIG. 31. — Composition des alluvions modernes de l'Amélie à Soulac
(Explications dans le texte).

Les dépôts de comblement sont plus grossiers à l'Amélie qu'à Jeune-Soulac. Le voisinage d'une falaise rocheuse dominant le fond de la plaine maritime d'une dizaine de mètres a dû maintenir dans cette région des courants qui empêchaient le dépôt de l'argile.

Le comblement particulier de l'Amélie s'étendait dans toute la partie sud du bassin, de Grayan à Soulac. En effet, à l'Est, les puits 16, 17, 18, 19, 20 ont traversé les premières couches de l'Amélie et en particulier des graviers à galets (n° 4).

A Soulac, sous la passerelle de la plage, DULIGNON-DESGRANGES et LALANNE ont donné une coupe du rivage qui rappelle également celle de la partie supérieure de l'Amélie, soit :

- a) Dune récente.
- b) Sable graveleux.

c) Sable fin avec coquillages : *Ostrea* et *Cardium*.

d) Argile verte ou bleue.

Ici un fait nouveau intervient : la couche *b* de sable graveleux supporte des restes d'industrie humaine du néolithique *N*. Cette partie de la plaine maritime est donc consolidée depuis longtemps; le bras I du delta devait être fermé avant le Néolithique.

Il a dû arriver un moment où la rive gauche^e de l'estuaire s'est trouvée délimitée au Sud par une bordure de dépôts grossiers littoraux *r r'* : le *cordon littoral de Richard* devait se prolonger jusqu'à l'extrémité nord du plateau rocheux de la Négade. Il était seulement interrompu à Goulée, à Saint-Vivien et à Jeune-Soulac par le débouché des larges chenaux d'inondation de la plaine maritime.

Deux faits prouvent l'ancienneté du comblement de la partie sud du bassin de Soulac-Grayan :

1° Les *dunes anciennes* D¹ se trouvent dans la plaine maritime au Sud de Soulac et à 2 kilomètres à l'Est de l'Amélie; elles ont dû se déposer près du débouché du bras sud comme celles de Soulac et des Huttes sur les deux rives du bras nord (fig. 29).

2° Des restes d'industrie néolithique *N* ont été trouvés sur ces dunes à Lillan et au Cousteau et sur la couche *b* de la coupe de la plage de Soulac.

Au Nord de cette station, au contraire, les *dunes modernes* recouvrent les argiles de la plaine maritime.

Le bras des Huttes est donc resté ouvert longtemps après celui du Gurp. Il servait de débouché aux bassins du Bas-Médoc jusqu'à l'invasion du littoral par le sable des dunes modernes au v^e siècle.

Le Verdon

Le territoire de la commune du Verdon occupe une position tout à fait particulière : sa partie occidentale appartient à la plaine maritime du Bas-Médoc et sa partie orientale occupe l'emplacement de la bordure du lit mineur.

Partie occidentale. — La plaine maritime du Verdon forme un petit bassin ceinturé de dunes, qui se continue à l'Est, au Verdon, par l'ancienne baie de la Sarretièrre dont l'assèchement est en voie d'achèvement.

On trouve au Sud, sur la bordure du lit mineur et presque entièrement recouvert par les dunes, le *cordon littoral* ancien du Logis. Il est constitué par un sable coquillier grossier à galets, représentant des laisses littorales marines.

Ce *cordon littoral* doit être contemporain de celui qui se développe d'une manière presque ininterrompue de Saint-Christoly à Soulac. Il se rattache aux dépôts sableux coquilliers qui forment la

plus grande partie des dépôts de comblement du territoire de la commune du Verdon. Il est donc du même âge que l'*Argile à Scrobiculaires*.

Sur la côte, à la Claire, on voit apparaître sur la plage, sous la dune, l'argile des alluvions modernes. C'est une argile jaune de *mattes* recouverte, à l'intérieur du bassin de la Claire, par des dépôts actuels tourbeux et surmontant des sables coquilliers.

La structure de la plaine maritime du Verdon est identique à celle de la rive droite, dont WELSCH a donné une coupe complète, de Bonne-Anse à Arvert [185]. Le tableau comparatif ci-dessous fait ressortir cette similitude de composition, soit de haut en bas :

RIVE DROITE :	RIVE GAUCHE :
5. <i>Vases littorales</i> de Bréjat.	5. <i>Vases</i> de la Chambrette et de la Sarretière (a^{2d}).
4. <i>Cordon littoral</i> récent de Bréjat.	4. <i>Cordon littoral</i> récent de la plage du Verdon (a^{2d}).
3. <i>Argiles fluvio-marines</i> de Bréjat et des Mathes recouvertes par des alluvions lacustres tourbeuses.	3. <i>Argiles fluvio-marines</i> de la Claire (a^{2c}), recouvertes par des dépôts tourbeux (a^{2d}).
2. <i>Cordon littoral</i> ancien des Mathes, recouvert par des <i>dunes anciennes et récentes</i> .	2. <i>Cordon littoral</i> ancien du Logis (a^{2b}), recouvert par des <i>dunes anciennes et récentes</i> .
1. <i>Socle rocheux</i> de l'Île d'Arvert.	1. <i>Socle rocheux</i> de l'Île de Grave.

La formation d'une plaine maritime interne sur les deux rives de l'estuaire, à l'embouchure, indique des conditions géographiques très différentes de celles qui existent aujourd'hui. *Le cours de l'estuaire se tenait également éloigné des deux rives; il devait s'ouvrir en mer sur une côte basse largement étalée vers l'Ouest et sous la protection de bancs côtiers étendus : l'action des courants littoraux ne se faisait pas sentir à l'embouchure.*

L'existence de la plaine maritime de la Claire laisse supposer en outre que la « passe » de Grave n'existait pas encore.

Le plateau rocheux de Grave n'a pas cependant constitué un obstacle séparant, à la fin de la phase de comblement, le bassin du Verdon de celui de la plaine maritime.

Une observation récente faite à Saint-Nicolas prouve qu'il avait été déjà démantelé par les flots et recouvert ensuite par une couche épaisse d'*Argile à Scrobiculaires*. L'absence d'une barrière protectrice, au Nord de Soulac, explique la généralisation du régime marin dans le Bas-Médoc et le dépôt de l'*Argile à Scrobiculaires* jusqu'à Queyrac. La coupe suivante précise les relations entre ces différents faits.

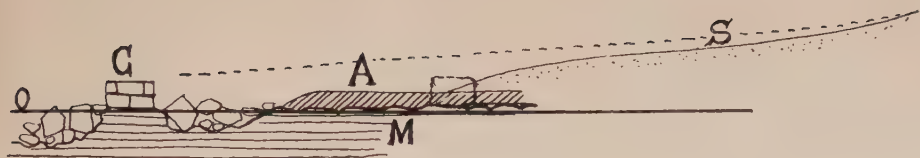


FIG. 32. — L'Argile à *Scrobiculaires* A à Saint-Nicolas.

Le plateau rocheux éocène est constitué sur ce point par un banc calcaire dur *C* superposé à une couche marneuse tendre *M*. Celle-ci, peu résistante, a été attaquée par les flots de sorte que le banc supérieur privé de son support a été disloqué et fragmenté en gros blocs. En certains points la surface de la couche marneuse, ainsi mise à nu, est recouverte par une assise de 30 centimètres d'argile noirâtre *A* très fine et renfermant de nombreux coquillages.

Parmi les espèces dominent *Cardium edule* et de jeunes Huitres analogues à celles qui peuplent les « crassats » de Saint-Vivien et de Talais à l'intérieur de l'estuaire.

Au moment de son apparition, en mars 1936, cette argile peu cohérente ne résistait pas au flot et se diluait dans l'eau à mesure qu'elle était découverte par le retrait du sable de l'estran *S*; *c'était donc la première fois, depuis son dépôt par les eaux de l'estuaire, qu'elle revenait au contact des eaux marines.*

Ces observations permettent de reconstituer l'ordre des phénomènes. Un littoral aux eaux très calmes, succédant à une côte vive, où le flot avait exercé une violente action destructrice, avait permis le dépôt de l'Argile à *Scrobiculaires* à l'abri de bancs protecteurs situés au large du littoral actuel.

Ce sont ces bancs qui, poussés progressivement par les flots et le vent, ont recouvert la plaine maritime et formé la chaîne de dunes modernes. *La mer, suivant les sables, est revenue occuper aujourd'hui son ancien emplacement en détruisant dans son avance l'argile déposée après son recul. L'érosion du littoral rocheux a repris au point où elle avait été laissée au moment où l'Argile à Scrobiculaires avait commencé à le recouvrir.*

Partie orientale : lit mineur. — Le lit mineur du fleuve a été traversé par plusieurs forages situés dans la presqu'île de la Pointe de Grave, au Nord de l'alignement Le Verdon-Saint-Nicolas.

Deux forages récents, au bourg, donnent la succession normale des dépôts de cet ancien lit. Ces deux forages ont atteint le fond rocheux à — 35 m. 50 et à — 33 m. 25. L'un d'eux a traversé les couches suivantes :

1. Sol (sable éolien)	0 m. 60
2. Argile grise	1 m. 20
3. Sable argileux	2 m. 75
4. Gravier et sable à coquillages	6 m.
5. Sable et gravier	3 m.
6. Sable et argile	6 m. 90
7. Sable plus ou moins argileux	10 m. 45
8. Argile grise à lits sableux	4 m. 45
9. Argile et gravier, galets	3 m.

Epaisseur totale 38 m. 35

(Profondeur : — 35 m. 45).

Ces dépôts ont été parfois partiellement enlevés par le déplacement de la rive et le retour de l'estuaire sur une partie de son ancien cours.

Le creusement des piles du viaduc d'accès au môle d'escale, poussé jusqu'à la profondeur de — 30 mètres, a montré que seules les couches 8 et 9 ont été conservées. A la base, de — 27 mètres à — 30 mètres, on a atteint un lit de galets sur une épaisseur de 1 à 3 mètres. Au-dessus est une argile sableuse qui passe à une argile fine, gris-bleuâtre. L'épaisseur des deux couches d'argile varie selon les points de 4 m. 50 à 7 m. 50. Le niveau supérieur de l'argile s'abaisse vers la rivière et passe de — 20 m. 50 à — 23 mètres, à 50 mètres de la rive.

Sur l'argile, après une mince couche de gravier de 0 m. 50, on trouve des sables de dune sur une épaisseur de 7 à 10 mètres.

Au Fort de Grave, l'épaisseur des sables éoliens qui représentent un comblement récent atteint 29 mètres.

Mais on trouve, au-dessous, des couches épaisses qui diffèrent de celles du bourg du Verdon, soit, d'après LINDER :

Gravier sablonneux	2 m. 36	jusqu'à	— 27 m.
Sable avec cailloux et coquillages	16 m.	—	— 43 m.
Gravier sablonneux	1 m.	—	— 44 m.
Cailloux et galets	2 m. 40	—	— 46 m. 40

A peu de distance, au Sud du précédent, le forage de la Claire montre une composition légèrement différente. M. L. GLANGEAUD en a donné une étude détaillée en 1935 [116].

Il y distingue les couches suivantes :

Sable des dunes	5 m. 20	jusqu'à	+	4 m. 66
Sable et argile d'origine continentale ...	12 m. 80	—	—	8 m. 14
Gravier, galets, débris de coquillages...	1 m.	—	—	9 m. 14
Sable micacé	2 m. 80	—	—	11 m. 94
Gravier et galets	1 m. 06	—	—	13 m.
Gravier à coquillages	5 m. 64	—	—	18 m. 64

Sable et argiles sableuses	7 m. 36	jusqu'à	— 26 m.
Sables, graviers à coquillages	5 m. 64	—	— 32 m.
Gravier, coquillages, galets perforés	4 m. 19	—	— 36 m. 19
Argile grise micacée, sableuse	1 m. 40	—	— 37 m. 39
Graviers et galets	5 m. 05	—	— 42 m. 64

Les différences entre les forages du Verdon, de la Pointe de Grave et de la Claire sont plus apparentes que réelles. La composition des dépôts, si on excepte des phénomènes récents d'érosion, est semblable. Il s'agit toujours de dépôts assez grossiers ayant le caractère de laisses littorales. Un caractère commun se trouve encore dans la présence dans les trois forages d'un dépôt de galets à un niveau situé entre — 30 et — 35 mètres. Des galets se trouvent également à la base, sur le fond rocheux.

Le fond de — 46 m. 40, atteint à la Pointe de Grave, peut représenter un surcreusement local dû à la violence des courants au pied d'une falaise taillée verticalement.

Le même phénomène a dû se produire dans la fosse du Verdon. Le forage du Port autonome a traversé les couches suivantes :

1. Sable de dunes	6 m.	jusqu'à	+ 1 m.
2. Gravier et galets de plage.....	4 m. 50	—	— 3 m. 50
3. Sable argileux noirâtre	13 m. 55	—	— 17 m. 05
4. Sable et gravier, coquillages	15 m.	—	— 32 m. 05
5. Argile jaune et galets	6 m.	—	— 38 m. 05
6. Sable et gravier	2 m.	—	— 40 m. 05
7. Argile fine	2 m.	—	— 42 m. 05
8. Argile dure et galets à la base	12 m. 05	—	— 54 m. 05

Le fond rocheux se trouverait sur ce point à — 54 mètres ou à — 42 mètres si la couche 8 représente un dépôt plus ancien.

La partie orientale de la presqu'île de Grave réalise toutes les conditions pour qu'il y ait eu dans cette région des phénomènes de surcreusement. On trouve en effet, dans le lit du fleuve, à l'Est de la Pointe de Grave, un haut fond où le rocher est figuré sur les anciennes cartes de — 10 à — 15 mètres de profondeur. C'est un témoin de l'ancienne bordure *R R'*.

Les courants de l'estuaire venaient heurter perpendiculairement cette bordure au niveau du Verdon et l'entamaient peu à peu en creusant un chenal dans la direction de la Pointe de Grave.

Ainsi s'est trouvé constitué un bras profond bordé par deux parois rocheuses, d'abord dirigé vers l'Ouest, puis rejeté vers le Nord par la résistance du socle rocheux de Grave. Le Verdon et la Pointe de Grave se trouvent à l'entrée et à la sortie de ce bras sud du lit mineur, aux points où les courants subissaient un changement de direction et possédaient le plus grand pouvoir d'attaque.

Ces faits de surcreusement dans un estuaire ouvert à des courants

rapides ne doivent pas surprendre. A l'extrémité de la digue de la Pointe de Grave, les fonds sont passés de 8 mètres en 1853 à 15 mètres en 1864, 20 mètres en 1874, et 31 mètres en 1892. Ils doivent être actuellement voisins de 40 mètres. Cette fosse est étroitement limitée : les fonds remontent rapidement à 20 mètres au Sud et au Nord et à 25 mètres à l'Est.

Les fonds rocheux du bras de Grave ne représentent pas, par conséquent, les phénomènes normaux de creusement de l'estuaire. Ceux de la bordure nord du Plateau de Grave, sur les anciennes cartes marines, sont indiqués à une profondeur de — 30 mètres. C'est également la profondeur actuelle du chenal d'entrée de l'estuaire, entre la Pointe de Grave et Saint-Georges-de-Didonne.

Les deux plus grands fonds observés aujourd'hui, en ce point et à l'extrémité de la digue de la Pointe de Grave, sont donc voisins du fond rocheux. Mais ce sont aussi des fonds de surcreusement. Les fonds moyens de l'embouchure du fleuve actuel se tiennent, d'après les cartes marines de 1706, de 1890 et de 1935, entre 20 et 25 mètres.

La différence entre le creusement ancien (— 30 — 45) et les fonds actuels (— 20 — 30) à l'embouchure de la Gironde se trouve comprise entre 10 et 15 mètres

Ces mêmes nombres expriment l'épaisseur des dépôts de comblement de la plaine maritime du Bas-Médoc.

RÉSUMÉ

Creusement. — Dans le moyen estuaire, le fleuve s'était encaissé au pied des coteaux jusqu'à la profondeur de — 16 mètres.

Dans la direction nord, heurtant le bombement transversal de Mortagne, il fut rejeté vers l'Ouest.

Les bras I et II creusèrent facilement les couches tendres de l'Eocène supérieur (fig. 1) en suivant les deux embouchures du Gulp et des Huttes déjà formées par le fleuve de la basse terrasse (*a^{1d}*).

Mais bientôt, le massif compact du Calcaire de Blaye, partout atteint entre Valeyrac et les Huttes, offrit une grande résistance à l'érosion.

Vers l'Est au contraire, la ligne de contact de l'Eocène et du Crétacé formait une zone de faible résistance : le creusement y devint plus rapide. Le fleuve prit la direction du Nord-Ouest (cours III et IV) et la ligne *R R'* devint la limite du socle continental du Médoc et celle de la plaine maritime du lit majeur.

Le cours IV, qui suivait la direction de la ligne de contact de l'Eocène et du Crétacé, s'encaissait sur place et se trouvait rejeté vers l'Ouest dans le sens des pendages des couches crétacées.

C'est ainsi qu'il vint heurter de front le massif éocène de Grave et y creuser le profond chenal de la Claire. Les profondeurs de — 42 mètres, — 46 mètres et — 54 mètres (?) représentent un surcreusement par rapport à la profondeur moyenne du fond rocheux de l'estuaire qui doit être de 35 mètres à 40 mètres.

Comblement. — Le premier résultat de l'élévation du niveau de base qui se produisit à ce moment fut de diminuer la rapidité des courants de l'estuaire et par suite d'immobiliser les éléments grossiers qui étaient ordinairement charriés. C'est ainsi que l'on trouve partout à la base une couche épaisse de 2 à 4 mètres de gravier et de galets. Les galets du lit mineur, trouvés à une profondeur de — 30 à — 35 mètres, correspondent à ceux du lit majeur qui sont à la profondeur de — 12 à — 14 mètres. *La différence de 20 mètres représente l'épaisseur moyenne des eaux de l'estuaire à l'embouchure.*

Le fait que les graviers et galets de la base des alluvions du lit majeur renferment une nappe aquifère salée prouve la continuité de cette assise avec les mêmes dépôts de la base du lit mineur.

Le second résultat fut le comblement du bras de la Claire. Les courants n'eurent plus assez de force pour déblayer un chenal où les obstacles étaient nombreux. Celui-ci fut comblé par les dépôts marins refoulés : sables coquilliers grossiers à l'entrée de Grave et éléments plus fins au Verdon.

En même temps commençait le comblement de la plaine maritime par des éléments fins représentant les dépôts d'un fleuve dont le niveau de base se relevait progressivement.

Le bassin de Queyrac et la partie sud du bassin de Grayan furent comblés les premiers. L'obstruction du bras du Gurd et l'établissement d'une rive d'estuaire jalonnée par un *cordon littoral* de Saint-Christoly à Soulac sont les principaux faits de cette phase de comblement.

A ce stade, la mer devait recouvrir et démanteler la surface du plateau de Grave et pénétrer largement dans l'estuaire en y refoulant des sables coquilliers. Les dépôts que l'on trouve à ce niveau dans les bassins d'alluvions modernes de l'estuaire

inférieur et moyen doivent être en relation avec cette accretion des influences marines.

Mais le sable provenant de la destruction des alluvions anciennes et qui avait dû rester accumulé au voisinage de l'ancien littoral fut entraîné par l'avance de la mer. Retardé par la bordure occidentale des socles rocheux, il y forma un *cordón littoral* qui mit l'estuaire à l'abri de l'action directe de la mer. L'*Argile à Scrobiculaires* et l'*Argile des mattes* achevèrent le comblement des plaines maritimes et s'étendirent vers l'Ouest sur les plateaux rocheux temporairement incorporés à un régime fluvio-marin.

Cependant, la chaîne dunaire formant le *cordón littoral*, poussée par les flots et le vent, avançait lentement. Elle arriva au v^e siècle sur l'emplacement du littoral actuel. Depuis, elle a continué sa progression et la ligne qui était son front continental est aujourd'hui sa limite occidentale, c'est-à-dire la ligne actuelle de rivage.

LES ALLUVIONS MODERNES DU LITTORAL DU MÉDOC

BAS-MÉDOC (fig. 29)

Le littoral du Bas-Médoc, *de la Pointe de Grave à la Pointe de la Négade*, est constitué par la bordure de la plaine maritime moderne; *de la Négade à Montalivet*, il est formé par les alluvions anciennes que nous avons déjà étudiées dans les falaises du Gurp et de la Pinasse.

De la Pointe de Grave à la Pointe de la Négade

La chaîne dunaire recouvre la bordure littorale des alluvions modernes. Au Nord, de Soulac aux Huttes, ces alluvions se montrent sur la plage lorsque les courants enlèvent le sable de l'estran.

Les alluvions de la plage de Soulac ont été décrites par LALANNE, ARTIGUE, DULIGNON-DESGRANGES, DEGRANGE-TOUZIN, l'abbé CAUDÉRAN, WELSCH, SAINT-JOURS, BUFFAULT, etc.

DULIGNON-DESGRANGES donne en 1878 la coupe de la côte, à 150 mètres au Nord de la passerelle. Il distingue les couches suivantes :

Dune récente avec niveau aliottisé.

Dune ancienne avec niveau d'eau à la base.

Tourbe lignitifforme avec ossements de mammifères actuels.

Argiles bleues et vertes.

Le niveau tourbeux a été particulièrement étudié par DULIGNON-DESGRANGES qui en a retiré une grande quantité d'ossements (Muséum d'Histoire Naturelle de Bordeaux) et des vestiges d'industries humaines allant de l'époque romaine au Moyen Age.

Cette couche tourbeuse se trouve au niveau des hautes mers.

WELSCH a décrit l'argile bleue littorale dans plusieurs notes de 1910 à 1913. Il a écrit en 1913 : « On voit apparaître une argile compacte, épaisse, grise ou rougeâtre, surmontée souvent d'une assise de tourbe qui passe sous la dune littorale. L'argile est d'origine marine; elle renferme des *Cardium edule*; elle est tantôt vert bleuâtre comme la terre des palus, tantôt brun et rougeâtre comme la terre des mattes du bord de la Gironde. »

La surface de l'argile est souvent ondulée et forme des fosses allongées irrégulières, de 1 mètre à 1 m. 50 de profondeur. Il s'agit, dit WELSCH, « des phénomènes d'érosion ou encore du tassement de l'argile sous le poids de dunes aujourd'hui enlevées ». Cette dernière explication est rendue vraisemblable par le fait que la couche de tourbe suit les ondulations de la surface de l'argile. Il est certain que des couches, épaisses d'une quinzaine de mètres et formées d'éléments peu consolidés, sables et argiles, ont dû subir des déformations sous l'action de la pression inégalement répartie des dunes littorales.

De la Pointe de la Négade à Montalivet

A la Pointe de la Négade, la *dune moderne* recouvre directement le Quaternaire ancien dont nous avons vu la composition dans la falaise du Gulp.

En mars 1936, on pouvait voir dans la falaise une échancrure produite par le creusement d'un ruisseau débouchant sur la plage à + 5 mètres. Son lit était en partie comblé par une couche tourbeuse renfermant des silex taillés de même facture que ceux de la station voisine du Gulp. Sur ses bords, on voyait, enfoncée dans l'argile, l'extrémité de pieux qui peuvent représenter les vestiges de cabanes sur pilotis. Sur cet emplacement, nous avons trouvé des fragments de poterie, dont la moitié d'un vase appartenant au Néolithique récent, représenté dans l'ouvrage de M. FERRIER [107].

Un peu plus loin, sur un sol formé aux dépens des alluvions anciennes, on voyait également, au sommet d'une falaise s'éboulant sur la plage, un fond de cabane constitué par des dalles de pierre, prises parmi les gros galets du littoral, et par des briques à rebord. Le sable noir qui recouvrait les dalles renfermait de nombreux fragments de vases de l'époque romaine et d'autres, « peignés », de l'époque wisigothique.

Ces observations montrent que cette partie du littoral est restée dégagée depuis le début du Néolithique jusqu'à la fin de l'époque

romaine. La formation des dunes modernes sur cette partie du littoral est donc postérieure au v^e siècle.

Le recul du littoral à la Pointe de la Négade explique qu'on n'y trouve pas de traces d'alluvions modernes.

Vers le Sud, à 300 mètres de la Pointe de la Négade, on voit commencer une couche de sable éolien, séparée de la *dune moderne* qui la recouvre par un niveau humifère renfermant des restes de l'industrie néolithique de la station du Gulp (silex et poteries). Cette assise de sable éolien ancien possède une épaisseur moyenne de 1 mètre. La ligne noire qui la limite, dans la coupe de la falaise, est sensiblement horizontale. La surface plane de ce sol ancien a la même régularité que celle du sable éolien récent en avant de la chaîne des *dunes modernes*. On se trouve, par conséquent, en présence d'un ancien sol antérieur à la formation d'une chaîne dunaire ancienne située plus à l'Ouest.

Centre de l'anse du Gulp. — La partie centrale du littoral de l'anse du Gulp se trouve sur l'emplacement du bras sud du delta du Quaternaire moderne. Jusqu'en 1935, on n'avait vu là qu'une haute dune littorale. On pouvait croire que les sables modernes cachaient une partie de la falaise quaternaire qu'on voyait reparaître au Sud vers la Pointe de la Pinasse.

Le recul du littoral, au début de 1936, dégagait une formation nouvelle consistant en une argile graveleuse bleuâtre, supportant des troncs d'arbres en place. On pouvait voir en particulier trois troncs de chêne de 0 m. 25, 0 m. 40 et 0 m. 50 de diamètre, sectionnés à 1 mètre environ du sol (vue 4).

Ces restes présentent un grand état de fraîcheur. Ils ont appartenu à une forêt qui n'avait pu prendre un tel développement que loin de l'influence immédiate des vents marins.

Cette partie du littoral avait déjà subi l'action des flots, ainsi qu'en témoignent l'usure du sol et des troncs encore engagés dans la dune.

Ces différents faits sont contemporains de l'invasion de cette partie du littoral par les sables modernes. Ils ne remontent pas plus loin par conséquent que le v^e siècle.

Pointe de la Pinasse. — La falaise du Quaternaire ancien de la Pinasse, identique à celle du Gulp, supporte également une couche de sable éolien ancien ayant servi de sol aux populations néolithiques.

La station de la Pinasse présente les mêmes caractères que celles de la Négade et du Gulp; elle a fait partie des mêmes peuplements, DULIGNON-DESGRANGES [90-91] en donne une description très précise. Il y cite en particulier un atelier de potiers néolithiques et un atelier de taille de silex. Le premier montrait « des argiles

brûlées, des fragments considérables de poteries, beaucoup de celles-ci n'ayant pas servi... ». Le second renfermait, écrit-il, « une quantité de rognons de silex plus ou moins brisés, tellement considérable qu'on pourrait en charger des charrettes; les uns sont entièrement brûlés, d'autres le sont à peine, beaucoup ne le sont pas; les débris de fabrication abondent... ».

Sur le même sol, DULIGNON-DESGRANGES put « constater simultanément la présence de fibules de bronze, de fusaïoles en terre et de tuiles à rebord ». *Ces faits montrent que les peuplements comme les phénomènes d'ensablement et d'érosion ont été les mêmes à la Pinasse et au Gurp.*

Littoral de Montalivet (vues 9, 10, 11, 12, 13). — De la Pinasse à Montalivet, les alluvions anciennes forment la ligne du rivage en s'abaissant régulièrement de 7 mètres à 3 mètres. Elles supportent une assise tourbeuse qui est elle-même recouverte par une couche ininterrompue de sable éolien ancien.

La vue 9 montre ces différents sols. Au premier plan, on voit le sommet des alluvions anciennes noirci et durci par imprégnation d'humus. L'assise tourbeuse est en retrait. Le sol néolithique, dont la surface en certains points présente une nouvelle couche tourbeuse, supporte la dune littorale moderne.

Peu après la Pointe de la Pinasse, à Dépét, cette couche tourbeuse est épaisse de 0 m. 50; elle est composée des restes d'une végétation principalement herbacée.

WELSCH [186] y signale les espèces suivantes : « *Hypericum elodes* LINNÉ; *Rubus fruticosus* L.; *Potamogeton* sp.; *Carex glauca* MURR.; *Carex remota* L.; *Juncus* sp.; *Cladium mariscus* R. BR.; *Heleocharis muticaulis* SM. Ce sont des espèces de marais, sauf la Ronce, qui donnent peu de lumière sur les conditions du climat; il n'y a pas d'espèces maritimes... ces plantes sont insuffisantes pour déterminer l'âge... ».

La couche de tourbe de Dépét se continue sans interruption jusqu'à Montalivet. Mais à 2 kilomètres au Nord de la station, elle s'abaisse au niveau de la plage et commence à montrer des restes de végétation arborescente. Bientôt, sur la plage, on trouve de nombreux troncs en place cités par WELSCH.

Les vues 10 et 11 montrent l'importance et l'emplacement exact de ces restes. La première a été prise à 1 kilomètre au Nord de Montalivet, à haute mer, et la seconde, à basse mer, à 300 mètres au Nord de la station.

Les troncs de Montalivet présentent un degré de carbonisation beaucoup plus avancé que ceux du Gurp (vue 4). Ils sont plus anciens, car la forêt de Montalivet a été détruite par l'invasion du sable éolien ancien, anténéolithique, et celle du Gurp par l'avance des dunes modernes.

Enfin, le sol de sable éolien ancien, à Montalivet, forme un niveau tourbeux de 10 à 20 mètres d'épaisseur, constitué par des restes herbacés et d'arbustes, parmi lesquels la bruyère semble dominer. Ce niveau est récent; sa formation précède immédiatement l'invasion du littoral actuel par les *dunes modernes*,

L'Argile à coquillages de Montalivet (vues 12 et 13)

On trouve à Montalivet un dépôt dont l'origine et la composition sont très différentes des précédents.

Sur la plage de la station, le courant littoral, enlevant le sable de l'estran, creuse parfois une baine et met à nu, sur une centaine de mètres de longueur, un dépôt marin extrêmement riche en coquillages. C'est une argile tantôt bleuâtre et très fine, tantôt verdâtre et sableuse. Le niveau supérieur, formé par du sable noirci par imprégnation d'humus, renferme quelques Huitres.

Les coquillages n'ont point vécu dans le dépôt; ils sont brisés et roulés. Il s'agit de laisses marines contemporaines de la formation des argiles sableuses.

La surface de l'*Argile à coquillages* se trouve au voisinage de 0, par conséquent nettement au-dessous du niveau des couches d'argile et de tourbe de la partie supérieure de la plage. Le sable de l'estran cache les relations de cette formation marine avec les alluvions fluviales du Quaternaire ancien.

Les deux positions possibles sont figurées dans le croquis ci-dessous :

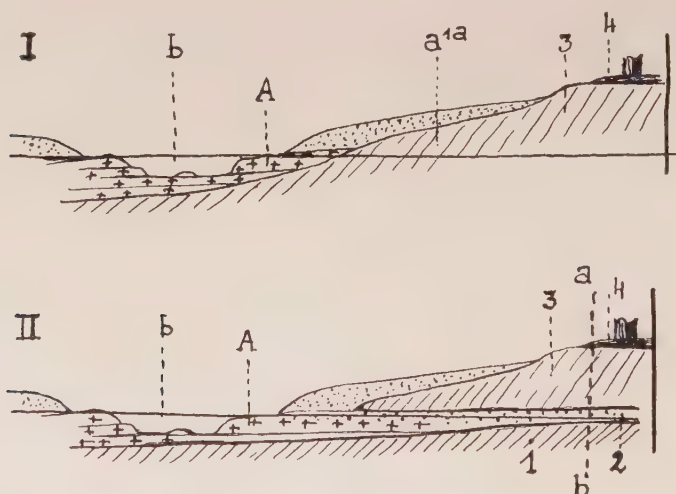


FIG. 33. — Position de l'argile à coquillages de Montalivet
(Explications dans le texte).

Dans le premier cas, le dépôt coquillier A est postérieur à la nappe alluviale externe. Dans le second, il lui est antérieur et se situe entre la phase de transgression représentée par l'*Argile du Gulp 1* et le début de la phase de régression du Quaternaire ancien responsable de la formation de la nappe alluviale externe a^{1a} (couche 3).

L'observation directe ne permet pas de décider entre ces deux solutions. *A priori*, il n'y aurait aucune impossibilité à ce rattachement. L'*Argile du Gulp* est le dépôt d'un estuaire voisin de son niveau de base et peu différent, au point de vue de sa composition, de l'*Argile à Scrobiculaires*.

Par contre, il existe de nombreuses raisons indirectes pour considérer l'*Argile à coquillages* comme un affleurement de l'*Argile à Scrobiculaires*. On constata d'abord que l'*Argile à coquillages* est plastique et qu'elle n'a subi aucune compression. Celle du Gulp et celle de la couche d'alluvions anciennes a^{1a} sont au contraire bien stratifiées. De plus, les Mollusques ne se différencient en rien de ceux qui vivent actuellement sur le littoral.

On sait encore, par l'exemple de la région de Soulac, que les conditions de la sédimentation rendaient possible le dépôt d'argiles marines très fines à l'Ouest de la ligne actuelle du littoral. Les affleurements A, A¹, A², A³ expliquent celui de Montalivet.

Enfin, l'argile de Montalivet est limitée au débouché d'un ancien cours d'eau, le Gault, dont l'estuaire n'a été comblé par les sables modernes que pendant les derniers siècles.

La vue 13 représente la place du gisement sur la plage de Montalivet. Au premier plan, on voit l'argile sableuse du Quaternaire ancien, recouverte de lambeaux de la couche tourbeuse. Sur l'emplacement de l'estuaire du ruisseau de Montalivet et en avant de celui-ci, sur la plage, apparaît l'*Argile à coquillages* (ligne noire en arc de cercle).

La vue 12 montre au premier plan l'affleurement de l'*Argile à coquillages*, séparée du rivage de basse mer par un banc de sable. Les blocs noirs qui surmontent l'argile sont constitués par des sables noircis qui l'ont recouverte au moment de l'invasion des sables éoliens anciens.

L'Argile à coquillages de Montalivet est donc une formation d'estuaire qui s'est déposée au moment où le littoral était protégé par une chaîne de dunes.

Ces différents faits sont antérieurs au Néolithique.

Le sable noirci avec débris de coquillages roulés se forme actuellement au haut de la grève de + 3 à + 4 mètres. Celui qui recouvre l'*argile à coquillages* est au voisinage de 0. Il avait dû se former par conséquent sur une plage correspondant à un niveau marin inférieur de 3 à 4 mètres au niveau actuel.

La surface de l'argile est de 2 à 3 mètres plus bas que celle de l'Argile à *Scrobiculaires* des Huttes de formation plus récente.

Galets de la plage de Montalivet

Il faut signaler encore sur le littoral de la région de Montalivet une formation qui a attiré depuis longtemps l'attention des géologues. C'est un dépôt de gros galets que les courants apportent dans les « baïnes ». Les dimensions de ces galets varient de 0 m. 10 à 0 m. 40.

Les galets calcaires dominent; les plus gros et les plus nombreux appartiennent au Calcaire à Astéries; d'autres plus rares et plus petits viennent du banc de Calcaire de Couquèques de Saint-Nicolas. Tous sont profondément perforés par les Pholades. Dans la baïne de Montalivet, on trouve quelques galets de mollasse miocène renfermant parfois *Echinolampas hemisphericus* de l'Helvétien.

La disposition des galets dans les baïnes montre qu'ils sont entraînés par un courant NS, ce qui explique le transport du Calcaire de Saint-Nicolas et l'absence de galets miocènes au Nord de Montalivet.

Avec les roches tertiaires on trouve de nombreux galets de silex blond du Crétacé des Charentes et d'autres plus rares et de plus petite taille constitués, d'après WELSCH, de quartz gras, schistes siliceux noirs durs avec filonnets de quartz, silex noirs, silex à Bryozoaires, etc. Le même auteur ajoute : « ils doivent être arrachés par les vagues à quelque formation qui existe au large car je ne crois pas qu'ils puissent venir de l'Adour à cause du Gouf (fosse du Cap Breton), ni même de la Gironde à cause de leur grosseur ».

L'existence de cordons littoraux au large de Montalivet est, en effet, très probable. La carte de DELESSE et les cartes marines du XIX^e siècle montrent sur toute l'étendue du littoral, de la Négade à Montalivet, que les fonds sont constitués par les terrains calcaires qui ont formé le Médoc.

Le socle rocheux a été démantelé et entaillé par l'érosion marine pendant la phase de régression correspondant au dépôt des alluvions anciennes et particulièrement pendant la période préflandrienne. Il a dû ainsi se former une falaise rocheuse doublée en avant des éléments grossiers provenant de sa démolition.

La transgression flandrienne survenant, ces éléments se sont trouvés fixés avant leur usure. Les Pholades ont pu ainsi les perforer. Ils ont été entraînés ensuite vers le littoral par l'avance de la mer, puis recouverts et immobilisés par l'invasion des sables.

Les courants qui déplacent les bancs de sable les entraînent dans les baïnes qu'ils creusent en s'approchant du continent.

Ce qui se voit aujourd'hui sur un autre point du littoral, à Saint-

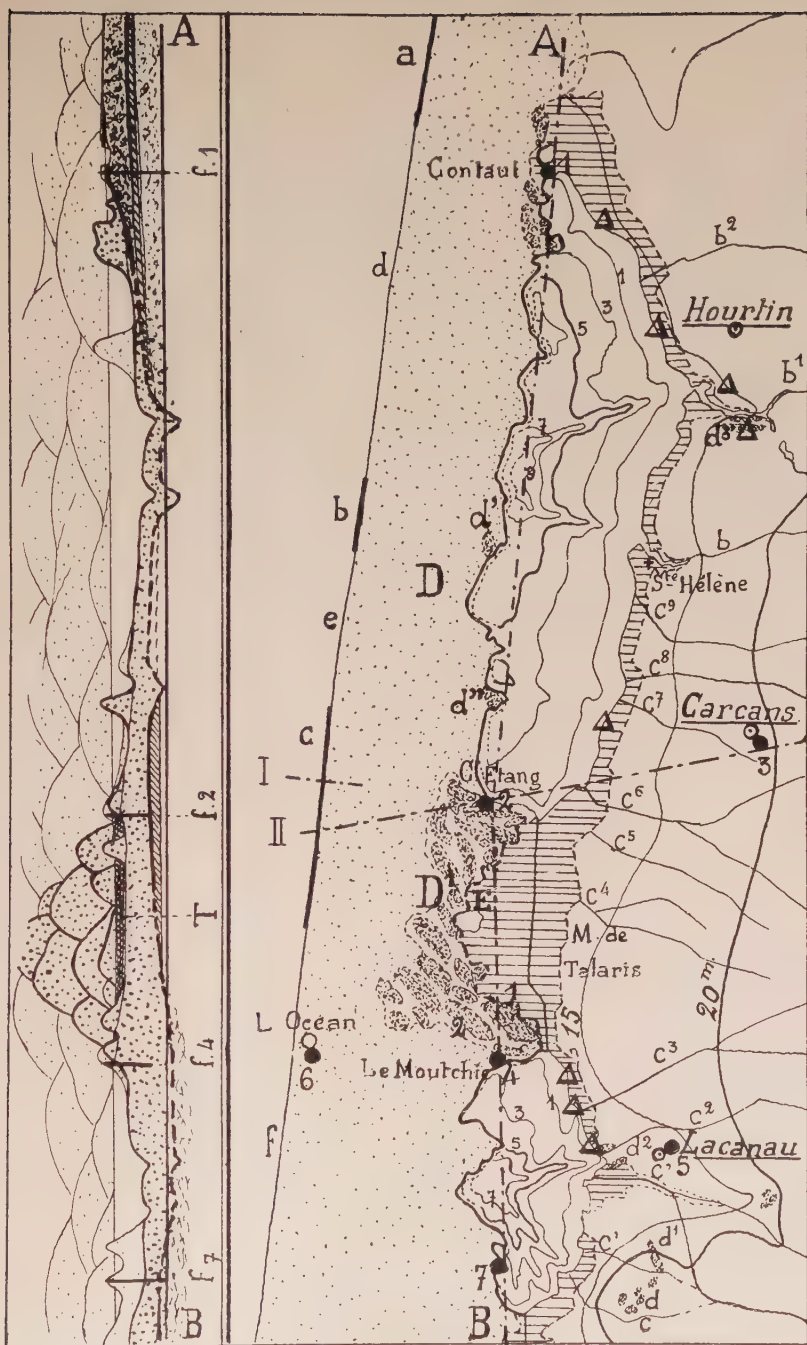


FIG. 34. — Les étangs de Hourtlin et de Lacanau.
Echelle : 1/200.000.

A B : coupe longitudinale. — I, II : coupes transversales (fig. 35). — a, b, c : parties du littoral ayant des dunes primaires. — d, e, f : — — — sans dunes primaires. — D : dunes modernes. — D' : dunes primaires. — d, d', d'', d''' : dunes fluviatiles. — ● f. 1 à 7 : forages. — △ : stations néolithiques. — c, c' c⁹ : cours d'eau (« Crastes »).

Nicolas, montre que les phénomènes se sont produits dans cet ordre. La destruction du banc calcaire supérieur (Calcaire de Couquèques) a été interrompue par l'ensablement du littoral. La couche n'est que partiellement détruite : elle a été fragmentée en blocs dont la grosseur varie de 1 mètre cube à celle des galets de Montalivet. Tous ces débris perforés par les Pholades sont de nouveau soumis à l'érosion marine; les plus petits sont repris par les courants et entrent dans le cycle de transformation des galets littoraux.

Le dépôt de galets de la plage de Montalivet est donc en relation avec l'ensemble des phénomènes de creusement et d'érosion marine qui se sont produits pendant le Quaternaire moyen et récent. Les faits actuels d'ensablement et les déplacements des courants règlent la répartition de ce dépôt.

DE MONTALIVET A LACANAU (fig. 34, 35, 36)

Le littoral rectiligne a une composition très uniforme jusqu'au niveau de l'étang de Hourtin. Sur une distance de 1 kilomètre, on peut toujours observer sur la plage, avec une visibilité variant selon le degré d'ensablement, l'argile des alluvions anciennes, la couche tourbeuse avec troncs en place et la couche de sable éolien ancien.

De Hourtin-Plage à Lacanau-Océan, ces différentes assises ne se rencontrent plus sur de longues distances. On les voit réapparaître seulement au kilomètre 46 et du kilomètre 52 au kilomètre 57. Elles disparaissent définitivement à 3 kilomètres au Nord de Lacanau-Océan.

Cette distribution est le résultat des phénomènes qui ont contribué à la formation de la ligne actuelle du littoral.

On constate d'abord que les affleurements littoraux *a*, *b*, *c* (fig. 34, I) sont situés aux points où le sol même du Médoc arrive au littoral sans avoir été entaillé par l'érosion fluviale.

Les alluvions anciennes sont à + 14 mètres au Nord de l'étang de Hourtin, à Contaut (f'), et à + 13 mètres à Carcaus (f''). Elles arrivent sur le littoral au niveau du haut de la plage.

Entre le littoral ancien *a*, *b*, *c*, les portions du littoral *d*, *e*, *f* correspondent au débouché des estuaires actuellement recouverts par la chaîne des dunes modernes et par les eaux des étangs de Hourtin et de Lacanau.

La composition du littoral est ainsi très différente selon qu'on examine la bordure continentale *a*, *b*, *c* ou le débouché des estuaires *d*, *e*, *f*.

Littoral de la bordure continentale

Nous prendrons pour exemple la portion *c* du littoral entre

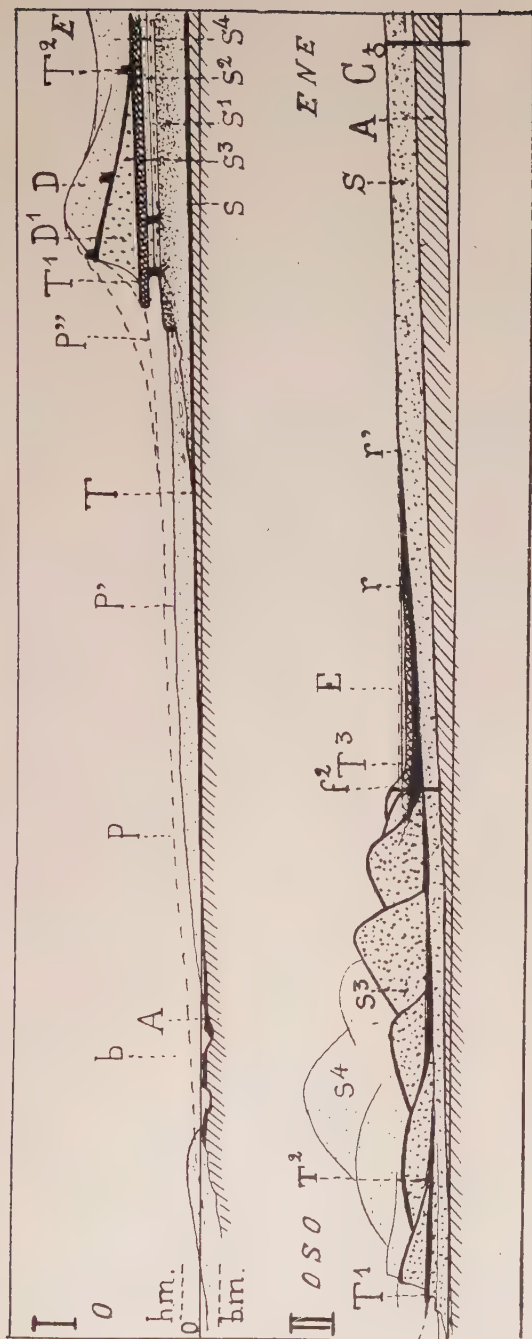


Fig. 35. — Coupes du littoral de la région des étangs.

I. 3 kilomètres au Sud de Carcans-Plage. Echelle : $L = 1/1.000^e$; $H = 1/1.000^e$.

II. De Carcans à la coupe I. Echelle : $L = 1/75.000^e$; $H = 1/2.000^e$.

I. — A : argile des alluvions anciennes a^{1a} . — T : sable noir tourbeux. — S : sable éolien aliottisé. — S' : sable gris avec débris végétaux. — S'' : sable éolien pur. — S³ : sable éolien de dune ancienne. — S⁴ : sable éolien de dune moderne. — T¹ : banc de tourbe de marais. — T² : sol humifère de dune à débris végétaux. — D¹ : dune ancienne. D : dune moderne. — p : plage ensablée. — p' : plage désensablée. — p'' : grève intermédiaire entre p et p'. — b : baie. — h.m. : niveau des hautes mers. — h.m. : niveau des basses mers.

II. — S, S³, S⁴, T¹ : comme dans I. — C : Carcans. — E : étang. — r : rive d'été. — r' : rive d'hiver. — T³ : tourbe récente.

Lacanau-Océan et Carcans-Plage et nous résumerons nos observations dans la coupe I de la figure 35.

Le sable de l'estran forme généralement une plage en pente douce p qui se raccorde directement à la dune littorale et masque ainsi tous les dépôts sous-jacents.

Lorsque les courants appuient vers la côte et désensablent le littoral, on voit au niveau du 0 marin un banc d'argile bleuâtre A surmonté par une couche de sable aliotique très noir S dont la surface présente une mince couche de tourbe T .

Vers le haut de la grève de cette nouvelle plage p' , sous la *dune moderne* D , apparaît une *dune ancienne* D^1 , posée sur un banc de tourbe T^1 .

Sable aliotique noirci (vue 14). — Dans le forage 2, l'argile de la nappe alluviale externe est atteinte à la profondeur de $+ 4$ mètres. Sur le littoral, elle est recouverte par une couche S^1 de sable quartzueux calibré semblable à celui des dunes et dont la partie supérieure est aliotisée et noircie.

La couche S^1 , dont l'épaisseur moyenne est de 1 mètre, représente par conséquent une formation éolienne qui a subi, postérieurement à son dépôt, en totalité ou partiellement, le phénomène de l'aliotisation.

Cette modification n'est pas due, comme on pourrait le penser, au marécage qui a produit la couche de tourbe T^1 .

En effet, la couche de sable S^1 comprend plusieurs niveaux. L'assise de base de sable noir S semble indépendante de la partie supérieure S^1 .

La partie moyenne aliotisée est recouverte d'une couche de 20 à 30 centimètres de sable gris S^2 qui renferme les restes d'une végétation herbacée. Cet ancien sol est séparé de la tourbe T^1 par un niveau de sable gris exempt de tout reste de végétaux.

Enfin, on trouve enracinés dans la couche S^1 des troncs en place dont la section est antérieure au dépôt de tourbe. Le sable éolien ancien S , S^1 , S^2 est un dépôt hétérogène dont la formation s'est faite en plusieurs fois et pendant un long espace de temps.

Les premières influences éoliennes sur le littoral commencèrent donc par être intermittentes et de faible importance.

Tourbe littorale T^1 . — Le banc de tourbe littorale apparaît au haut de la grève, à une altitude qui va de 3 mètres, au niveau de la Maison forestière de l'Alexandre (vue 15), à 5 mètres, à 1 kilomètre au Sud de Carcans-Plage (vue 14). Son épaisseur varie de 0 m. 30 à 0 m. 60. Il est formé par des débris végétaux incomplètement décomposés et presque exclusivement formés des mêmes roseaux qui se développent actuellement dans les marais de Talaris. Sur certains points, des feuilles ont conservé leur chlorophylle.

Les eaux du continent s'écoulent à sa surface.

La couche de tourbe T¹ s'est formée dans un marécage après que l'avance des sables anciens eut arrêté l'écoulement des eaux du continent.

Dune littorale ancienne D¹ (vues 15 et 16). — Le sable éolien n'a pas ici la régularité qu'il avait sur le littoral du Bas-Médoc. Au Sud de Carcans-Plage, pendant 2 kilomètres, son épaisseur est en moyenne de 2 mètres. Plus au Sud, sa surface est ondulée en dunes; celles-ci sont nettement individualisées au niveau de la Maison de l'Alexandre.

La surface du sable éolien ancien est marquée par un niveau humifère T² formé par les restes d'une végétation forestière : débris de branchages, racines de bruyère, cônes de pin, troncs en place ou couchés.

Des troncs sont visibles dans la section de deux dunes au niveau de la Maison de l'Alexandre.

L'une de ces petites dunes (vue 16) présente certaines particularités qui laissent supposer l'action de l'homme. La masse de la dune, sur une épaisseur de 2 mètres, est d'un gris foncé et renferme, avec de nombreux débris charbonneux, des fragments de bois incomplètement carbonisés. L'un de ces fragments, de 30 centimètres de long sur 8 de diamètre, provenant d'une branche de chêne, se trouvait à 1 mètre au-dessous du sol de la dune, formé sur ce point d'une couche épaisse de débris végétaux non carbonisés de 0 m. 25 d'épaisseur.

Cette dune marque la limite des dunes anciennes vers le Sud. Elle s'abaisse au niveau de la plage; le sol ancien vient ainsi rejoindre la couche de tourbe littorale, de sorte que les arbres de la bordure de la forêt de la dune ancienne viennent s'enraciner dans la couche de tourbe T¹ (fig. 35, I).

Les *dunes anciennes* reparaissent vers l'Est sous les *dunes modernes* et forment un important massif entre les étangs de Hourtin et de Lacanau.

Ce massif se termine sur la bordure orientale, au bord des deux étangs, par de petites dunes de quelques mètres de hauteur, de direction Est-Ouest, identiques comme position, forme et composition aux *dunes fluviales* de la rive orientale des étangs. Ces *dunes fluviales*, et le sol qui les supporte, renferment des restes d'industrie humaine du Néolithique. Sur le sol T² de la dune ancienne littorale, nous avons trouvé trois fragments de poterie d'une facture moins grossière que celle des foyers du Gaurp.

Deux conclusions se dégagent de cet ensemble de faits :

1° *Les dunes anciennes du littoral D¹, et à plus forte raison*

le banc de tourbe T¹ et les couches de sable aliotisé S, S¹, S², sont antérieurs au Néolithique;

2° Ces différentes formations continentales supposent un ancien littoral plus éloigné vers l'Ouest que le rivage actuel.

Littoral des estuaires

Dans les parties *d*, *e* du littoral, on n'a rencontré jusqu'ici que la *dune moderne*. Dans le secteur *f*, au Nord de la plage de Lacanau, on voit apparaître parfois, au niveau des basses mers, une argile sableuse verdâtre, dans laquelle M. MONTÉL découvrit en juillet 1936 un niveau renfermant en abondance des Mollusques marins. D'autres gisements doivent exister dans cette partie du littoral, car on trouve des galets d'argile coquillière à 5 kilomètres au Sud de la station, au niveau de la maison forestière du Lyon.

L'argile marine de Lacanau se situe difficilement par rapport à d'autres formations littorales. Sa position n'est indiquée que par un forage récent exécuté à Lacanau-Océan à quelques centaines de mètres de la plage.

Les couches suivantes ont été traversées :

1. Sable des dunes modernes	6 m. 40	jusqu'à	+	0 m. 40
2. Argile noire tourbeuse	0 m. 40	—		0 m.
3. Sable éolien grisâtre	3 m.	—	—	3 m.
4. Sable éolien blanc	8 m. 70	—	—	11 m. 70
5. Argile verdâtre	0 m. 60	—	—	12 m. 30
6. Sable blanc grossier	2 m. 20	—	—	14 m. 50
7. Argile	0 m. 15	—	—	14 m. 65
8. Sable éolien blanc	11 m. 85	—	—	26 m. 50
9. Sable grossier, gravier, galets	5 m. 50	—	—	32 m.
10. Sable argileux et gravier du Quaternaire ancien.	—	—	—	52 m.

La composition des différentes couches montre qu'on se trouve en présence d'un dépôt de comblement d'un estuaire.

Les dépôts de la couche de base 9 représentent une formation littorale. Il faut donc admettre que le niveau marin durant la période correspondant à la fin du creusement s'était abaissé ou que le continent, depuis cette même époque, s'est enfoncé. Nous aurons à choisir entre ces deux hypothèses; mais l'ordre de production et de succession des phénomènes est indépendant de l'interprétation qui sera retenue. Dans les deux cas, la mer envahit le continent.

Les premiers dépôts transgressifs étaient grossiers. Mais bientôt, la mer chassant devant elle la masse des sables qui avaient été accumulés sur le littoral par les cours d'eau, le comblement de l'estuaire fut rapide.

Cependant, à certains moments, la formation de bancs littoraux transformait l'estuaire en bassin calme dans lequel se déposaient

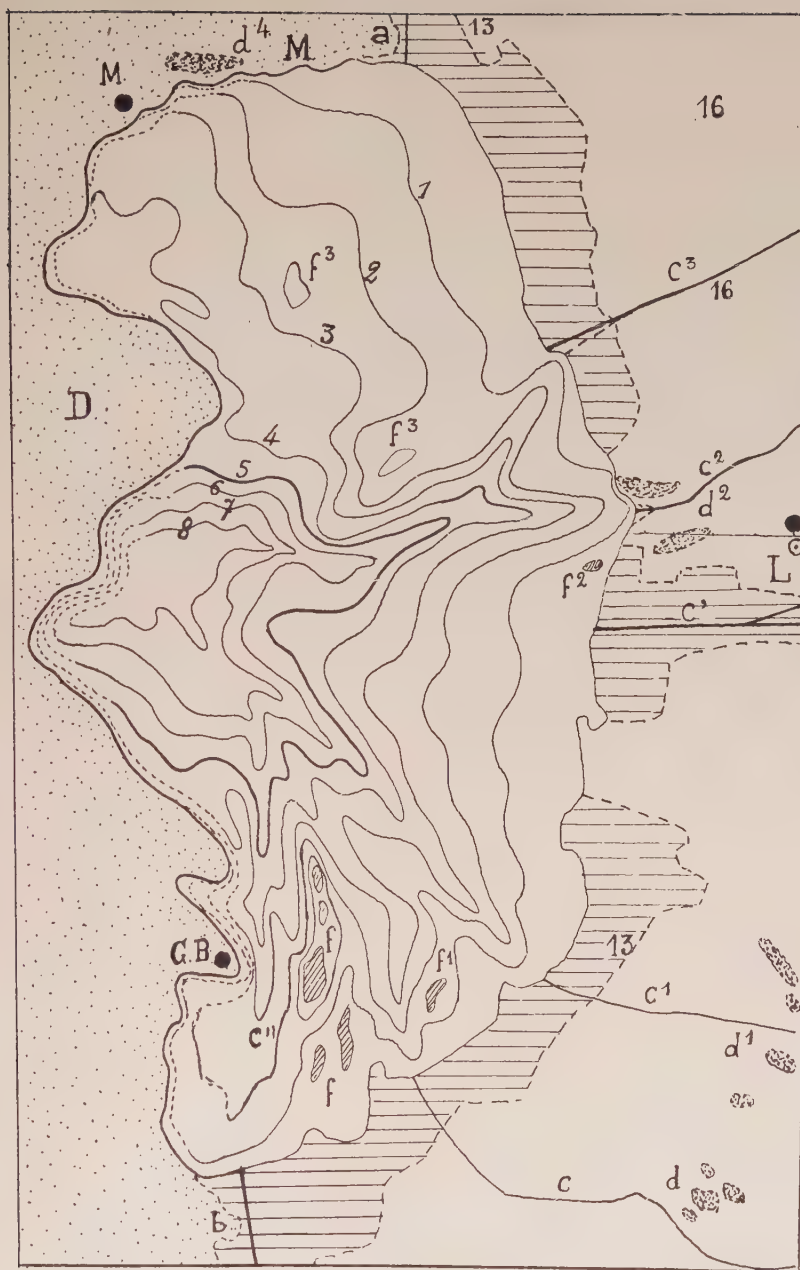


FIG. 36. — Etang de Lacanau.

Echelle : 1/50.000°.

L : Lacanau. — M : le Moutchic. — G.B. : Grand-Bernos. — D : dunes modernes. — d, d¹, d², d³ : dunes fluviatiles. — c, c¹, c², c³, c⁴ : cratères. f, f¹, f², f³ : hauts-fonds et îles (dunes fluviatiles submergées ou émergées). — 13, 16 : cotes d'altitude; la partie hachurée représente la bordure inondée en hiver. — 1, 2, 3, ..., 8 : courbes de niveau du fond de l'étang montrant la partie continentale de l'ancien estuaire.

des argiles à faune marine. Ce que nous avons vu dans le Bas-Médoc et la sédimentation vaseuse actuelle dans le Bassin d'Arcachon, permettent d'avoir une idée assez juste de ces épisodes (couches 7, 5, 2). *Les argiles littorales correspondent à la dernière de ces phases qui a précédé l'ensablement de l'estuaire.*

La rive et le sol des étangs

Les étangs de Hourtin et de Lacanau occupent deux dépressions séparées par le massif des *dunes anciennes* et le marais de Talaris (fig. 34).

Le fond des étangs est d'abord la continuation du plan incliné du sol du continent. Le tracé des courbes de niveau des profondeurs montre que les cours d'eau qui l'ont ensuite raviné dans leur cours inférieur, convergent vers un estuaire unique dont le fond se trouve sur la rive occidentale à + 4 mètres dans l'étang de Lacanau et à + 3 mètres dans celui de Hourtin.

Cette configuration est particulièrement nette dans l'étang de Lacanau (fig. 36). Quatre cours d'eau ont concouru à la formation de l'estuaire. Ce sont, au Nord, les Crastes du Pas des Tables et de Planquehaute c^3 , c^2 , et au Sud deux cours d'eau c^1 et c qui ont été rejetés vers le Nord par les sables de transport qu'ils déposaient dans leur cours inférieur (Mistres) en formant des dunes.

Les Crastes qui convergent aujourd'hui vers Lacanau, où elles ont une embouchure commune c' , sont donc postérieures aux précédentes : elles n'ont pas contribué au creusement de l'estuaire. L'échancrure c'' doit représenter un chenal récent creusé par le courant de déversement des eaux de l'étang.

Les dunes fluviales qui ont été formées par les Crastes c , c^1 , c^2 , c^3 se continuent sous les eaux de l'étang où elles forment des hauts fonds ou des îles.

Les hauts fonds f , f^1 , f^2 , f^3 sont recouverts par un grès ferrugineux très dur formant des tables horizontales ou des ondulations rapprochées.

La formation de ce grès aliotique, épais et très dur, tient à plusieurs causes.

La partie sud de l'étang de Lacanau est peu profonde et bordée d'une large zone de marais. Les eaux du continent qui s'y déversent ont lavé les terrains tourbeux et se sont ainsi chargées de matières organiques qui sont l'un des éléments les plus fréquents du ciment aliotique.

Elles ont aussi lavé les sables des massifs des *dunes anciennes* de Mistres. Or, les sables éoliens anciens sont riches en minéraux lourds et en particulier en oxyde de fer magnétique. Les eaux du versant oriental du massif dunaire de Mistres, drainées par la Craste

de Lacanau, ont formé des bancs d'aliôs ferrugineux assez riches en fer pour avoir donné lieu à une exploitation (Carte géologique : « Fonderie »).

Mais ces conditions générales ne suffiraient pas à elles seules pour produire les grès de l'étang. Il faut encore que les variations du niveau de l'étang arrivent à réduire l'épaisseur d'eau pour permettre le développement des phénomènes d'oxydation.

Enfin, il est nécessaire qu'il y ait transport de sable car l'aliôs s'accroît par sa surface. Des courants, dus aux vents, se forment dans les chenaux qui séparent les hauts fonds et entraînent du sable calibré. Ici, intervient un phénomène de triage mécanique que l'on peut voir se produire en grand sur le littoral. Les minéraux lourds qui existent dans le sable dunaire sont séparés du sable quartzeux soit par le vent (1) soit par les eaux.

Le triage des minéraux lourds par les eaux de la mer est un phénomène très courant dans les baînes littorales. Lorsqu'une baîne s'est formée au niveau atteint par la haute mer et qu'elle persiste pendant assez longtemps, ses eaux faiblement agitées soit par le vent, si elle est fermée, soit par le courant, si elle est ouverte, brassent légèrement le sable du fond et des rives et séparent les minéraux lourds du sable quartzeux. Celui-ci est entraîné par le courant, à haute mer, et par le vent, à basse mer, lorsque la baîne s'est vidée.

Quand la baîne se dessèche définitivement par suite de l'obstruction du chenal d'accès, on voit que les minéraux lourds forment sur son emplacement une mince couche qui durcit rapidement par un commencement d'oxydation. On peut l'enlever par plaques d'une épaisseur de 3 à 5 millimètres.

Les phénomènes qui se produisent dans les baînes se répètent dans les étangs. A l'extrémité des « pointes » et sur les hauts-fonds, les eaux ont une teinte ocreuse qui témoigne de l'activité des phénomènes d'oxydation, c'est-à-dire d'aliotisation.

Les grès de l'étang ne sont donc pas un ancien banc d'aliôs continental; ils représentent une roche en formation due à l'action de

(1) Lorsqu'une plage a été assez élevée par les sables pour rester pendant une longue période hors d'atteinte des marées, le vent balaie sa surface et entraîne peu à peu les sables vers la dune littorale. Les grains de quartz sont entraînés les premiers, mais les minéraux lourds, plus denses et à grains plus petits restent en arrière. Le plus souvent ils s'accumulent au pied de la dune où ils forment une couche dont l'épaisseur varie de 1 millimètre à 1 centimètre. En section, on peut observer ainsi dans la dune plusieurs niveaux de minéraux lourds superposés et séparés par du sable quartzeux pur.

Lorsque les eaux d'infiltration ou de ruissellement viennent au contact d'une de ces minces couches de minéraux lourds, on voit se former une lame aliotique d'abord jaunâtre, puis ocre et enfin brun foncé, très dure, comme celle du fond des étangs.

phénomènes très complexes, d'abord mécaniques, puis chimiques.

Sur la rive occidentale deux forages montrent la position des sables anciens. Celui du Grand Bernos *G B* a atteint les alluvions à + 4 mètres, au-dessous de 11 mètres de sable éolien.

Au Moutchic, *M*, le forage a traversé 6 mètres de sable des *dunes modernes*, 2 mètres de sable humifère représentant un ancien sol, 6 mètres de sable roux et 3 m. 80 de sable blanc. *Ce forage montre que le sable récent forme barrage à partir de + 8 mètres et que les sables anciens avaient comblé antérieurement la partie externe de l'estuaire.*

La configuration des rives et du fond de l'étang de Hourtin est analogue à celle de l'étang de Lacanau.

Les alluvions anciennes sont, à l'Ouest de l'étang, à + 18 mètres à Hourtin, et à + 13 mètres à Carcans. Dans l'axe même de l'étang elles sont au Nord à + 14 mètres à Contaut et au Sud à + 4 mètres, à Carcans-Etang (Montaut).

Dans la partie nord, jusqu'à la Berle de Lupian *b*¹, l'étang est creusé dans les alluvions anciennes. Celles-ci, à partir des rives de ce cours d'eau, sont recouvertes par une couche de sable éolien ancien de 6 mètres d'épaisseur à Carcans (bourg) et de 10 mètres à Carcans-Etang. *La partie sud de l'étang, la moins profonde, a donc été comblée en grande partie par les sables éoliens anciens.*

Les courbes de niveau du fond de l'étang montrent qu'il s'était d'abord formé deux estuaires. Celui du Sud, dû aux Crastes *c*⁵, *c*⁶, *c*⁷, *c*⁸, *c*⁹, a ses deux rives jalonnées par les *dunes anciennes d' d'* et les affleurements littoraux *b c*.

Le second, au Nord, a été creusé par les Berles de Sainte-Hélène *b* et de Lupian *b*¹. Il est plus profond et plus largement ouvert. La double désignation employée ordinairement « *étang de Carcans* » pour la partie sud et « *étang de Hourtin* » pour la partie nord correspond donc à une réalité.

La coupe II de la figure 35 représente la composition du sol à l'extrémité sud de l'étang de Carcans.

Le massif des *dunes anciennes* de Talaris *D*¹ est posé sur la couche épaisse de sable éolien qui constitue le sol du Médoc occidental.

Ce massif ouvert en croissant entre le Moutchic et Carcans-Etang empêchait l'écoulement des eaux du continent sur une largeur de 6 kilomètres. Le petit étang de Cousseau doit représenter le témoin de l'étang plus important qui avait dû se former au pied des *dunes primaires* tandis que vers l'Est s'étendait une zone marécageuse, où commençait la formation de la tourbe *T*³.

Les bancs de tourbe *T*¹, *T*², *T*³ ont même origine. Ils sont dus au refoulement progressif des eaux du continent par les sables éoliens

anciens. Les deux premiers sont antérieurs au Néolithique. Le troisième s'est formé du Néolithique à l'époque historique; sa partie supérieure est postérieure à l'invasion du littoral par les *dunes modernes*. Cette tourbe récente se forme encore sur toute la bordure orientale de l'étang dans une zone comprise entre la rive d'été *r* et la rive *r'* atteinte pendant la période de l'hiver.

La différence entre les deux limites *r r'* correspond à une différence du niveau de l'étang de 0 m. 75 en moyenne.

Formation des étangs actuels

L'origine des étangs a donné lieu à des interprétations différentes. WELSCH pensait qu'ils avaient « dû se former entre les *dunes primaires* et le plateau des Landes en même temps que les premières prenaient naissance et développement ».

Les faits que nous venons de citer, et en particulier la composition du sol sur les rives et dans le fond des étangs, prouvent que ceux-ci proviennent de la fermeture d'estuaires par les dunes modernes.

De la présence d'un outillage néolithique sur les rives mêmes des étangs de Lacanau et de Hourtin, certains préhistoriens avaient conclu que leur formation était antérieure au Néolithique.

Ces stations, connues depuis 1877, ont été étudiées par DULIGNON-DESGRANGES, LALANNE, DALEAU, etc. DULIGNON-DESGRANGES pense que cet outillage est en place et en relations avec des habitations lacustres.

Cette interprétation suppose la fixité de la rive occidentale des étangs. Or, on sait que *cette rive, en raison de la faible pente du sol des étangs, a subi des déplacements étendus jusqu'à une époque très récente.*

D'autre part, l'existence des restes d'une station néolithique sur la dune de Lupian et la découverte de nombreuses flèches de même âge dans les landes de Saumos et du Porge, montrent que la présence de ces silex n'est pas nécessairement en relation avec un rivage lacustre. Il est plus juste de penser que le littoral et les estuaires des cours d'eau de cette région virent s'installer et persister un peuplement important, contemporain de celui du Bas-Médoc. Le lavage du sol sur les rives actuelles de l'étang permet de trouver avec facilité ce petit outillage dont la recherche est impossible sur le sol de la lande. D'autre part, la destruction de la surface des dunes fluviales par les eaux des étangs a pu réunir sur les rivages voisins les vestiges

de l'industrie humaine qui se trouvaient, comme à Lupian, sur ces dunes.

On ne conçoit pas, par ailleurs, que des peuplements importants se soient installés et aient persisté durant des siècles sur un sol marécageux et inondable et séparé de la mer, grande pourvoyeuse de nourriture et de silex, par un désert de sable de plusieurs kilomètres.

Il n'existe en définitive aucun argument pour attribuer à la formation des étangs de Lacanau et de Hourtin une date plus ancienne que celle de l'invasion du littoral par les dunes modernes.

Explication des faits

Les relations entre les différentes parties du littoral peuvent être représentées par une coupe longitudinale du Nord au Sud (fig. 34, A, B) traversant les deux étangs et l'isthme de Talaris. Avec les coupes I et II (fig. 35), elle permet de rétablir l'ordre des faits.

1° Pendant le Quaternaire moyen la partie supérieure des alluvions anciennes de la nappe alluviale externe a formé dans la partie occidentale du Médoc un vaste bassin ouvert à l'Ouest, dont les bordures sont à une quinzaine de mètres d'altitude à Hourtin, au Nord, et à Biganos, au Sud. La région des étangs occupe l'emplacement de la partie nord du bassin continental.

2° Au Quaternaire moderne le sable provenant de la destruction des couches sableuses de la nappe alluviale externe, transporté par les cours d'eau, repris par le vent et rejeté par la mer, a comblé ce bassin avec une épaisseur de sable qui passe de 6 mètres à Carcans à 20 mètres à Andernos.

Il s'est formé ensuite un nouveau réseau hydrographique consistant en bassins secondaires débouchant en mer par des estuaires largement ouverts et bordés par du sable accumulé en dunes fluviales et maritimes.

L'accumulation de ces dunes dans la région de Talaris a eu pour résultat l'individualisation de deux bassins, celui de Hourtin, au Nord, et celui de Lacanau, au Sud (coupe A, B, fig. 34).

3° Les *dunes primaires* ont dû constituer des cordons littoraux qui ont permis la formation de dépôts argileux dans les estuaires et de tourbes dans les marécages de la bordure continentale.

Dans leur progression, les *dunes primaires* ont rejeté cette

zone marécageuse vers l'Est, jusqu'à l'emplacement qu'elle occupe actuellement dans la région de Talaris.

4° L'instauration d'un climat tempéré humide a provoqué ensuite le développement d'une végétation herbacée et arborescente qui a fixé les dunes et le sable du continent.

Les conditions climatiques ont été également favorables à la production des phénomènes d'aliotisation, c'est-à-dire à la concentration, près de la surface du sol, du fer et de l'humus entraînés par les eaux d'infiltration et de ruissellement.

5° Ce n'est qu'après la production de ces différents ordres de phénomènes que se produisit le peuplement du littoral du Médoc par des groupements humains appartenant sinon au Mésolithique du moins au Néolithique ancien.

6° Les peuplements humains vécurent pendant de longs siècles sur un littoral constitué par des avancées du continent séparées par des estuaires. Ils y ont laissé les restes de leurs industries. Cette configuration géographique dut avoir une longue durée.

Le littoral subissait cependant d'une manière continuelle l'action destructive de l'Océan. Les promontoires recouverts de *dunes anciennes* qui s'avançaient entre les estuaires furent rongés par les flots et progressivement détruits.

Le moment vint où les sables, que la mer chassait devant elle, arrivèrent sur l'emplacement du littoral actuel. Ils progressèrent ensuite en recouvrant partiellement vers l'Est, sous une masse de sable mouvant, les *dunes anciennes* et les anciens estuaires.

Cette invasion est de date récente. Comme dans le Bas-Médoc, elle doit être postérieure à l'époque romaine. Les gallo-romains faisaient commerce sur le littoral et la résine qu'ils exportaient devait provenir des forêts de pins maritimes qui recouvraient les dunes primaires depuis le Néolithique.

7° Les eaux refoulées par l'avance des sables remplirent les deux bassins de Hourtin et de Lacanau. Lorsque les chenaux d'écoulement sur l'Océan furent obstrués et que les eaux atteignirent un niveau voisin de 13 mètres les deux bassins arrivèrent à communiquer par-dessus le marais de Talaris.

En même temps la mer, suivant la progression des sables, attaquait les couches littorales que les sables laissaient derrière eux dans leur avance vers l'Est. *Ce sont ces couches qui forment aujourd'hui la petite falaise qui apparaît au haut de la grève, entre Carcans-Plage et Lacanau-Océan (vues 14-15).*

Cette nouvelle configuration était réalisée au Moyen Âge. Nous préciserons ses modifications, de cette époque à nos jours.

LE LITTORAL DE LACANAU-OCÉAN A ARCACHON (fig. 37)

De Lacanau-Océan au Cap-Ferret on ne peut pas rencontrer sur le littoral actuel les alluvions anciennes et les formations continentales modernes que nous avons suivies de la Pointe de la Négade à Lacanau. Nous avons vu dans l'étude de la nappe alluviale externe que le 0 des alluvions anciennes se dirige au Sud-Est vers Audenge à partir de Lacanau. De même la limite occidentale des sables éoliens anciens, au Sud de Lacanau-Océan, se trouve sur une ligne qui a été recouverte par la chaîne des *dunes modernes*.

Tout ce qui se trouve à l'Ouest de cette ligne a été édifié au Quaternaire récent par des apports continentaux et marins. Il résulte de ce fait que la rive orientale du Bassin d'Arcachon constitue le véritable littoral du continent.

Bordure continentale : rive orientale du Bassin d'Arcachon

La rive orientale du Bassin d'Arcachon, de Lège à Audenge, fait partie, ainsi que nous l'avons vu, d'un bassin d'érosion et d'affaissement qui a été comblé par du sable éolien provenant de la destruction de la nappe alluviale externe.

Près de la rive, les sables de comblement ont une épaisseur de 20 mètres à Taussat (de + 6 mètres à — 14 mètres) et de 21 mètres à Andernos (de + 6 mètres à — 15 mètres).

A Andernos la partie supérieure des sables de comblement renferme des niveaux tourbeux. Le dernier, qui est atteint par les hautes mers, supporte une station néolithique, étudiée par M. FERRIER [107]. Les restes de l'industrie humaine qui s'y trouvent, silex et poteries, rattachent cette station à celles du littoral du Médoc. A Lanton, d'après les renseignements fournis par M. FRAYSSE, à une distance de quelques centaines de mètres de la rive, on rencontre des lignites, résultant d'une accumulation de bois flottés. Ce dépôt borde, à l'extérieur, la bande d'alluvions déposées par la Leyre, d'Audenge à Lanton. On peut donc penser que cette rivière est responsable du transport de ces bois et qu'elle dirigeait son cours, à ce moment, vers le Nord-Ouest.

La formation de ce banc de lignite et du niveau tourbeux supérieur d'Andernos appartient à la dernière phase de comblement par les sables éoliens et se place avant la période néolithique.

Depuis cette époque les alluvions de la Leyre et les sables charriés par les nombreux ruisseaux à cours rapide qui se déversent dans le Bassin, ont fait avancer la rive vers l'Ouest.

Le déplacement de la ligne de rivage a été cependant peu important.

Presqu'île du Cap-Ferret : littoral occidental

Les forages de la presqu'île du Cap-Ferret ont atteint les alluvions anciennes à une profondeur moyenne de — 34 mètres. Au-dessus sont des dépôts de comblement d'origine marine. Leur composition est résumée dans le tableau suivant :

f. 13	{	Sable des dunes	14 m.	jusqu'à —	8 m.
		Sable grossier coquillier	10 m.	—	— 18 m.
		Sable grossier argil., gravier...	11 m. 90	—	— 29 m. 90
		Sable grossier rougeâtre, galets.	4 m. 20	—	— 34 m. 10
f. 14	{	Sable des dunes	6 m.	—	0 m.
		Sable, gravier, coquillages	14 m.	—	— 14 m.
		Sable gris argileux, galets	15 m. 35	—	— 29 m. 35
f. 15	{	Sable des dunes	3 m. 60	—	+ 2 m. 40
		Sable grossier, gravier, coquill.	40 m. 85	—	— 38 m. 45
f. 16	{	Sable des dunes	2 m. 75	—	+ 3 m. 25
		Sable grossier, gravier, coquill.	35 m. 25	—	— 32 m.
f. 17	{	Sable des dunes	3 m.	—	+ 2 m.
		Sable, gravier et coquillages...	36 m. 30	—	— 34 m. 30

La composition des dépôts marins est très homogène. La présence des galets dans la partie inférieure des deux premiers forages accuse le caractère littoral du début de la phase de comblement marin. La masse des dépôts représente des laisses littorales analogues à celles qui se forment aujourd'hui sur le même rivage. Dans les trois derniers forages ces laisses ont formé une ébauche de cordon littoral qui a d'abord émergé puis servi de support au sable éolien des dunes qui constituent la presqu'île.

Le rivage maritime occidental et la bordure orientale du Bassin d'Arcachon ont donc une composition très différente. Les forages intermédiaires d'Arcachon et de l'Île des Oiseaux précisent les relations entre les deux littoraux.

ÎLE DES OISEAUX (f. 10) :

Sable de dunes, roux	6 m.	jusqu'à —	1 m.
Sable gris avec coquillages	19 m. 50	—	— 20 m. 50

ARCACHON-ABATILLES (f. 12) :

Sable de dunes	10 m. 47	jusqu'à —	1 m. 92
Argile bleue micacée, coquillages	0 m. 90	—	— 2 m. 82
Sable de dunes	12 m. 13	—	— 14 m. 95
Niveau humifère noir	0 m. 25	—	— 15 m. 20
Sable de dunes	9 m. 55	—	— 24 m. 75

DOCKS FRIGORIFIQUES (f. 11) :

Sable de dunes	2 m. 05	jusqu'à	+	2 m.
Argile grise et filon de sable coquillier...	4 m. 80	—	—	2 m. 80
Sable de dunes	12 m. 55	—	—	15 m. 35

Explication des faits

Les résultats des forages de la rive orientale de la partie médiane et du littoral du Bassin d'Arcachon peuvent être résumés et représentés dans deux coupes transversales *c d c'* et *a' b'* (fig. 37).

La coupe *c d c'* comprend deux parties, *c d* et *d c'*, exactement semblables. *La région d'Arcachon et celle d'Andernos faisaient partie de la bordure continentale pendant que le régime marin régnait dans la partie médiane.*

Cette configuration correspond à un estuaire, celui de la Leyre, largement ouvert au Nord-Ouest. On peut concevoir que cet estuaire a été creusé dans une couche de sable éolien de 20 mètres d'épaisseur, déposée antérieurement, ou qu'il s'est formé pendant une période de relèvement du niveau marin par l'entassement sur ses deux rives de deux couches de sable éolien d'égale puissance.

Dans le premier cas les dépôts marins seraient postérieurs au sable éolien d'Arcachon et d'Andernos. Dans le second, les deux dépôts seraient contemporains et représenteraient, le premier, le facies continental, et le second, le facies marin du comblement d'un bassin pendant une phase de transgression.

La première hypothèse doit être écartée. On ne comprendrait pas d'abord qu'une rivière ayant atteint son niveau de base ait creusé son estuaire jusqu'à — 34 mètres. Ce creusement serait d'autant plus inexplicable qu'il se trouverait dans un bassin d'affaissement.

De plus, il existe des niveaux marins d'inégale épaisseur intercalés dans la masse de sable éolien, soit 0 m. 90 et 4 m. 80 dans les deux forages d'Arcachon 12 et 11. En outre le sable renferme également des niveaux tourbeux dont la position à — 15 mètres serait inexplicable si le niveau marin était resté stable. *Il faut donc admettre l'hypothèse d'une variation de niveau marin d'au moins 20 mètres au niveau de l'Île des Oiseaux.*

Dans la presqu'île du Cap-Ferret les dépôts marins de com-

blement ont leur base à — 34 mètres (coupe *a' b'*). Comme ils reposent sur des dépôts continentaux, il faut admettre que la variation du niveau marin, sur l'emplacement de cette presqu'île, est de l'ordre de 34 mètres. Les galets que l'on trouve à la base des dépôts marins entre — 30 et — 34 mètres marquent bien l'emplacement d'un rivage.

La variation du niveau marin peut consister dans une élévation absolue de ce niveau ou dans un abaissement du sol. Dans les deux cas le résultat est le même et les observations tirées de cette seule région ne fournissent pas d'arguments pour choisir entre les deux hypothèses.

En définitive, la partie sud du Bassin d'Arcachon représente essentiellement un ancien estuaire qui est resté largement ouvert au Nord-Ouest pendant une période où la position relative du continent et du niveau marin a varié de 34 mètres.

Les sables entassés durant cette période ont formé à l'Est la rive continentale et à l'Ouest la région d'Arcachon. *L'île des Oiseaux résulte de la formation d'un banc de sable dans l'axe et à l'embouchure de l'estuaire, à la fin de la phase de comblement. La presqu'île du Cap-Ferret représente un gigantesque cordon littoral qui a fermé l'estuaire à l'Ouest et l'a rejeté progressivement vers le Sud.*

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS

RÉSUMÉ

Creusement de l'estuaire

Après la formation de la nappe alluviale *a*^{1c} la Garonne et la Dordogne et leur estuaire se sont encaissés dans les dépôts qui venaient de se former.

Le fond rocheux de la nouvelle plaine alluviale se trouve à une profondeur moyenne de — 15 mètres, soit de — 12 mètres à Bordeaux, de — 15 à — 20 mètres dans la région d'Ambès et de Saint-Ciers et de — 12 à — 14 mètres dans le Bas-Médoc.

Les écarts entre ces différentes régions sont très faibles. Ils ont cependant un gros intérêt : en effet, *le fond rocheux des plaines alluviales est non seulement subhorizontal, mais il possède une légère inclinaison de l'aval vers l'amont.*

Les plus grandes profondeurs connues du lit mineur sont de — 20 mètres à Bordeaux, — 27 mètres dans la région du

confluent d'Ambès, — 25 mètres dans le synclinal de Pauillac et de — 35 à — 40 mètres à l'embouchure. Ce profil irrégulier comporte un léger surcreusement dans la région d'Ambès et un autre plus important à l'embouchure. Les fonds supérieurs à 40 mètres ayant été rencontrés au Verdon dans un bras étroit limité par deux falaises calcaires, on peut estimer qu'ils représentent un surcreusement local.

Les dépôts

Dans tous les forages observés (plus d'une centaine), on trouve deux sortes de dépôts : graviers grossiers à la base et argile fine dans la partie moyenne et supérieure.

1° *Les dépôts grossiers de la base* sont constitués par des graviers renfermant de petits cailloux et en certains points des galets. Ceux-ci sont particulièrement nombreux et volumineux dans la région de Bordeaux et, près du littoral actuel, dans la plaine maritime du Bas-Médoc.

Ils se trouvent également dans le lit mineur et principalement à l'embouchure où ils sont constants à la base des dépôts.

L'épaisseur des graviers de base est variable selon les régions. Au Sud dans la région de Bordeaux, elle est en moyenne de 4 à 6 mètres. Leur sommet est marqué dans plusieurs forages par des argiles tourbeuses ou un niveau de tourbe situé entre — 9 et — 10 mètres.

Au confluent de la Garonne et de la Dordogne les graviers sont moins grossiers. Ils sont souvent remplacés par des sables argileux. Leur sommet est parfois marqué par des dépôts tourbeux qui ont été trouvés jusqu'à — 14 et — 16 mètres pour la Dordogne et — 15 mètres pour la Garonne.

La couche de base ayant une surface sensiblement horizontale, son épaisseur varie avec la position du fond rocheux; elle est comprise entre 2 et 8 mètres. Les épaisseurs observées sont : 2 m. 20, 3 mètres, 4 mètres, 6 mètres, 6 m. 80, 8 m. 65.

Dans le bassin de Saint-Ciers, les graviers ont 4 mètres à 6 mètres d'épaisseur.

Enfin, dans la plaine maritime du Bas-Médoc, ils ont 3 à 4 mètres. Leur surface se trouve là vers — 10 mètres.

2° *Les argiles de comblement* sont homogènes. Ce sont des dépôts très fins, bleuâtres ou jaunâtres, ayant la composition des vases qui se déposent actuellement dans l'estuaire.

Leur épaisseur est en moyenne de 15 mètres à Bordeaux, de

15 à 20 mètres au confluent d'Ambès, de 10 à 15 mètres dans le bassin de Saint-Ciers et de 10 à 12 mètres dans la plaine maritime du Bas-Médoc.

Dans le lit mineur, à l'embouchure, au-dessus des graviers à galets on trouve d'abord une assise argileuse constante mais peu épaisse. Viennent ensuite des sables grossiers à coquillages qui indiquent l'envahissement du régime marin. Ils renferment, à différents niveaux, des lignes de galets et des assises argileuses. Les galets représentent des laisses littorales; ils sont plus fréquents et plus volumineux sur la ligne du littoral.

Au Verdon les dépôts moins grossiers, argile et sables argileux, en couches épaisses, sont séparés par des graviers à coquillages. Cette succession marque un régime fluvio-marin d'estuaire avec prédominance alternative des influences marines et fluviales.

Les résultats essentiels fournis par l'étude des plaines modernes peuvent être résumés dans le tableau ci-dessous :

RÉGIONS	FOND ROCHEUX		ALLUVIONS		OBSERVATIONS
	LIT MAJEUR	LIT MINEUR	SABLE, GRAVIER	ARGILE	
Bordeaux.....	- 12 à - 16 m.	- 17 à - 20 m.	2 à 6 m.	12 à 15 m.	Tourbe à 10 m.
Ambès	- 15 à - 20 m.	- 22 à - 27 m.	3 à 8 m.	15 à 22 m.	Tourbe à 15 m.
Pauillac et Saint-Ciers....	- 15 à - 20 m.	- 20 à - 25 m.	4 à 8 m.	10 à 18 m.	Sommet des grav. : — 10 à — 15 m.
Bas-Médoc	- 13 à - 14 m.	- 30 à - 40 m. (surcreusement : - 40 à - 46 m.)	3 à 4 m.	10 à 12 m.	Lit mineur : galets à — 13 m. et de — 35 à — 42 m.

D'après ce tableau on voit que *les plaines d'alluvions modernes qui bordent les deux rives de la Garonne et de la Gironde sont formées par deux sortes de dépôts nettement distincts. La ligne de démarcation très nette qui les sépare indique qu'ils représentent deux régimes de sédimentation successifs tout à fait différents.*

Les graviers inférieurs constituent les alluvions d'un fleuve actif n'ayant pas encore atteint son niveau de base.

Leur dépôt fait suite immédiatement à la plaine alluviale a^{1c} . Ils appartiennent par conséquent à cette longue période de creusement dont nous avons suivi les différentes phases dans l'étude de la nappe alluviale interne. Ils constituent en défini-

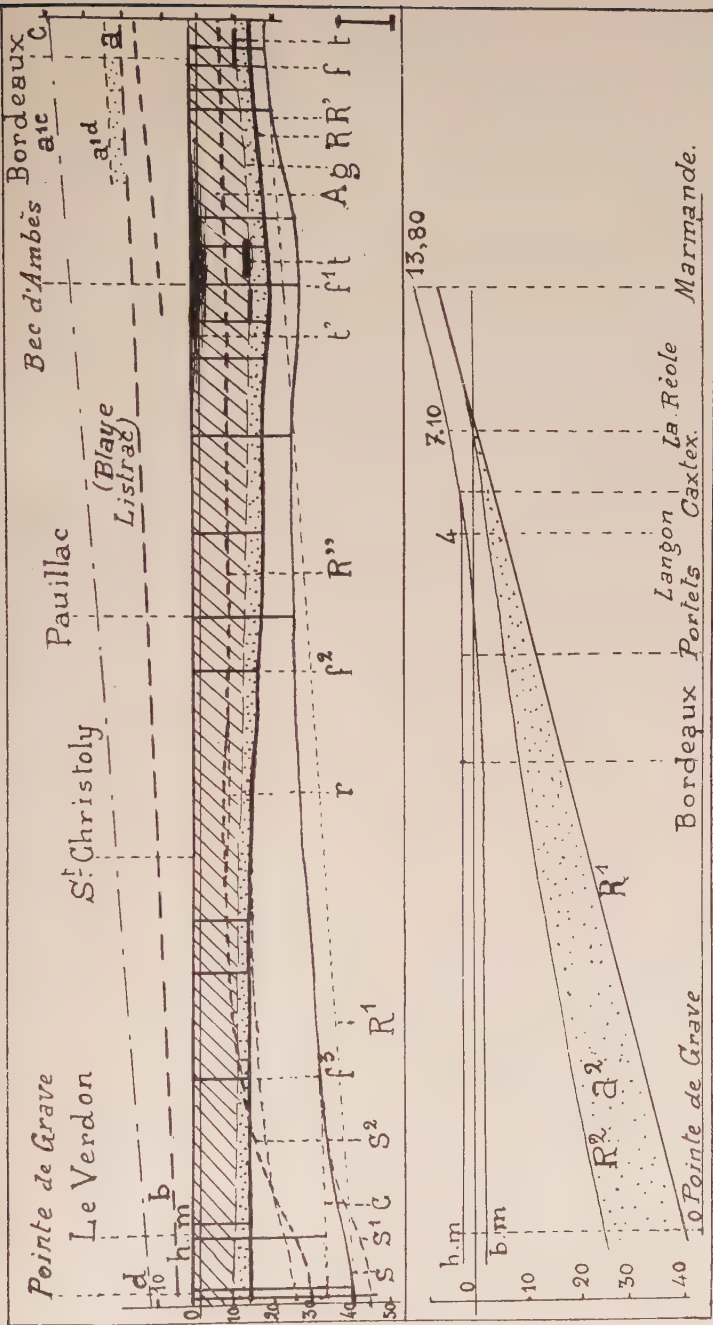


Fig. 38. — I. Coupe d'ensemble de l'estuaire et des bassins d'alluvions modernes de Bordeaux à l'embouchure.

Echelle : $L = 1/000.000^e$; $H = 1/2.000^e$.

Fond rocheux : R, des plaines alluviales; R', du lit mineur. — R'' : lit théorique. — A : argile bleue. — g : gravier et galets. — f, f', f'', f''' : forages. — s, s', s'' : sureversements. — a, b : fond rocheux des plaines alluviales avant l'abaissement du sol. c, d : position du fond rocheux de la nappe alluviale a' avant cet abaissement.

II. Profil du cours inférieur de la Garonne et de l'estuaire d'après M. CHAPUT.

tive la dernière plaine d'alluvions anciennes. L'indice a^{1d} devrait être retenu pour les désigner.

Les différents auteurs, et en particulier M. DUBOIS dans le Nord et WELSCH pour l'Aquitaine, ayant déjà employé l'indice a^{2a} , nous conserverons ce dernier. Bien que les relations réelles entre les faits et les phénomènes fussent mieux marquées par l'indice a^{1d} on peut estimer que le rapprochement des indices a^{1c} , a^{2a} suffit à exprimer l'ordre de succession dans le temps.

Les argiles de la partie moyenne et supérieure (indice a^{2b}) des plaines d'alluvions modernes constituent essentiellement un *dépôt de comblement d'un estuaire dont le niveau de base s'est progressivement relevé*.

La question se pose maintenant de savoir si cette élévation est due à une variation absolue du niveau marin (eustatisme) ou à un abaissement du sol (mouvement positif).

EXPLICATION DES FAITS

Les différents faits relevés et décrits peuvent être réunis dans une coupe synthétique représentant le profil longitudinal de l'estuaire et des plaines d'alluvions modernes (fig. 38, I).

Nous reproduisons au-dessous (fig. 38, II) le schéma du même profil présenté par M. CHAPUT. Dans ce dernier schéma le profil longitudinal de l'estuaire girondin accuse un surcreusement dû à un abaissement important du niveau de base. L'élévation de ce niveau jusqu'à la position actuelle du zéro marin aurait eu pour conséquence le comblement partiel de l'estuaire par les dépôts a^2 .

L'épaisseur des dépôts de comblement, c'est-à-dire la différence de profondeur à l'embouchure des fonds R^1 et R^2 , mesure cette élévation. Elle serait, d'après le schéma de M. CHAPUT, de 15 mètres (40 m. — 25 m.).

L'hypothèse de la stabilité du sol et de la variation du niveau marin, qui est le fondement de cette représentation des faits, rend compte dans une certaine mesure du surcreusement et du comblement partiel de l'estuaire. Mais elle ne peut expliquer les caractères particuliers de ces deux ordres de phénomènes. De plus, des faits importants que nous allons brièvement exposer viennent l'infirmes.

1° L'élévation du niveau marin sur le littoral du Bassin d'Ar-

cachon atteint au moins 35 mètres. Il est évident, le sol restant stable, qu'elle aurait dû être la même à l'embouchure de la Gironde.

On devrait trouver là un creusement de même grandeur. Les fonds moyens de l'estuaire actuel à l'embouchure étant de 20 à 25 mètres, la profondeur de l'ancien fond rocheux R^1 devrait s'y trouver vers — 60 mètres avec un surcreusement atteignant 70 mètres.

Ce n'est pas le cas. On pourrait penser que les dépôts de comblement cachent cet ancien fond, mais *le profil de l'estuaire vers l'amont prouve qu'il ne peut exister*. En effet, le fond rocheux de Bordeaux à Pauillac aurait un abaissement de 5 mètres environ (de — 20 m. à — 25 mètres) tandis que, dans la seconde moitié de l'estuaire cet abaissement serait de 35 mètres (de — 25 m. à — 60 mètres). *On ne peut se représenter les phénomènes qui auraient produit un tel profil longitudinal de l'estuaire. Un relèvement du niveau marin sur le même littoral de 35 mètres à Arcachon et de 15 mètres à la Pointe-de-Grave est également inconcevable.*

2° Le profil longitudinal du fond rocheux R^1 est en réalité plus complexe que ne le pensait M. CHAPUT. *Il présente des irrégularités et une faible inclinaison inexplicables dans l'hypothèse de la stabilité du sol.*

De Bordeaux à Ambès, le lit mineur s'abaisse de 7 mètres, soit de 0 m. 30 en moyenne par kilomètre. *D'Ambès à Pauillac, pour une distance égale, il n'a aucune pente*. Au contraire, si les profondeurs de 25 mètres relevées au niveau de Pauillac sont bien les plus grandes de cette région, le fond rocheux est incliné légèrement vers l'amont.

On ne peut pas admettre que le surcreusement dans la région du Bec-d'Ambès soit dû aux courants du confluent car les plus grands fonds sont situés vers l'amont et appartiennent en propre au lit mineur de la Garonne et de la Dordogne.

Au confluent même, dans l'estuaire, les plus grands fonds trouvés (Ile Cazeau, Ile du Nord) n'atteignent pas — 25 mètres.

Nous savons d'autre part que *le fleuve du lit R^1 avait un cours actif capable de creuser son lit et d'entraîner des éléments grossiers. Ces caractères sont inconciliables avec la position actuelle du fond rocheux R^1 . Pour rendre compte des faits, il faut admettre que celui-ci s'est abaissé de l'aval vers l'amont et déformé au niveau d'Ambès.*

3° L'examen de la position de la nappe alluviale a^{1d} (a^{2a}) conduit à la même conclusion. La continuité du fond rocheux et l'homogénéité des dépôts prouvent que les plaines alluviales de Bordeaux, d'Ambès, de Saint-Ciers et du Bas-Médoc appartiennent bien à une même nappe alluviale. Celle-ci ayant été formée par un cours assez rapide (dépôts grossiers, graviers et galets) *devrait, comme toutes les autres nappes d'alluvions anciennes, présenter une inclinaison marquée de l'amont vers l'aval. Elle est au contraire inclinée vers l'amont. Elle a donc été abaissée dans cette direction, après sa formation.*

4° Dans l'hypothèse de la stabilité du sol, d'après le schéma de M. CHAPUT, les argiles du comblement a^{2b} devraient présenter une épaisseur régulièrement décroissante de l'embouchure à Bordeaux.

Au contraire leur épaisseur passe de 12 mètres dans la plaine du Bas-Médoc à 20 mètres dans la région d'Ambès et à 15 mètres à Bordeaux. L'estuaire a donc subi un abaissement croissant de l'aval vers l'amont.

A l'embouchure cet abaissement serait de 10 mètres si les dépôts a^{2a} sous-jacents appartenaient à un fleuve ayant atteint son niveau de base. Ce n'est pas le cas. Le fleuve qui les a déposés avait encore un cours assez rapide. L'abaissement du fond rocheux qui a suivi la formation des dépôts a^{2a} doit se trouver compris entre 10 et 20 mètres et voisin de ce dernier nombre.

D'Ambès à Bordeaux l'abaissement est d'abord égal à l'épaisseur des argiles de comblement soit de 20 à 15 mètres. Mais il faut y ajouter la différence d'altitude que le fleuve à cours actif présentait de l'embouchure à Bordeaux.

Il est certain que le fleuve qui creusait profondément son lit en roulant des galets devait avoir une pente assez forte. Aucun fait précis ne permet de la définir exactement. Cependant, en tenant compte des effets produits (creusement et dépôts), des profils des fleuves actifs actuels et d'un régime à débit plus important, on peut estimer qu'une différence d'altitude de 15 mètres représente un minimum pour la distance de 100 kilomètres qui sépare Bordeaux de l'embouchure actuelle.

Les deux nombres 20 mètres et 40 mètres qui expriment l'abaissement du bassin à l'embouchure et à Bordeaux sont hypothétiques. Mais tirés de nombreuses données ils doivent cependant serrer les phénomènes d'une manière assez appro-

chée pour permettre de reconstituer leur ordre de production et leur importance.

A la fin de la phase de creusement, le fond rocheux de la nappe alluviale a^{1d} (a^{2a}) occupait la position $a\ b$.

L'abaissement du bassin se produisit d'abord par l'amont. Ce fut sensiblement au même moment que toutes les plaines alluviales de l'estuaire arrivèrent au niveau des hautes mers. Ce fait est prouvé par l'envahissement de l'estuaire par la mer et par la grande homogénéité des dépôts. L'abaissement avait été alors de 7 mètres à l'embouchure et de 25 mètres à Bordeaux.

Pendant la phase de comblement il fut en ces deux points de 10 mètres et de 15 mètres. Ces deux phases sont nettement distinctes. La première consiste principalement en un mouvement de bascule du bassin girondin, *provoqué, selon toute vraisemblance, par un grand abaissement des régions de l'amont et en particulier du cours supérieur de la Garonne*.

La seconde phase est caractérisée par un abaissement général du bassin. Ce mouvement du sol dans le sens vertical provoqua des phénomènes de comblement qui auraient pu être produits de la même manière par une élévation du niveau marin. L'hypothèse de la variation de ce niveau trouve là son explication.

Déformations du sol. — Les mouvements verticaux du sol furent accompagnés de déformations en relation avec les unités tectoniques locales : l'abaissement fut retardé par la résistance des zones anticlinales et accéléré dans les zones synclinales.

Les écarts entre la position réelle R' et la position schématique R^1 du fond rocheux du lit mineur représentent le résultat de ces influences. Le surcreusement apparent de la région du Bec-d'Ambès est dû à un léger affaissement de la zone synclinale S^1 (fig. 1) et à une résistance à l'enfoncement des zones anticlinales a^2 , a^3 , a^4 (fig. 1).

Dans la région du Bassin d'Arcachon, c'est-à-dire dans l'axe du synclinal de Bordeaux, un affaissement vint s'ajouter à l'abaissement de la bordure littorale provoquant la formation d'un dépôt de comblement de 35 mètres d'épaisseur.

En résumé, la position et la composition des nappes alluviales a^{2a} (a^{1d}) et a^{2b} résultent de la combinaison, variable selon les régions, des mouvements du sol suivants : 1° abaissement du bassin de l'aval vers l'amont; 2° abaissement général du

bassin; 3° déformations dues à l'action des accidents tectoniques locaux.

Sable des Landes

A l'intérieur du Médoc, l'abaissement du sol eut pour résultat de modifier brusquement le profil et par suite le régime des cours d'eau. Les sables éoliens, provenant de l'érosion des alluvions anciennes, s'entassèrent dans leur cours inférieur, dans les zones de rupture de pente et sur la bordure littorale. C'est ainsi que la partie occidentale du Médoc fut recouverte d'une couche de sable de transport d'une épaisseur croissante de Hourtin au Bassin d'Arcachon (Hourtin 0 mètre, Carcans 6 mètres, Lacanau 10 mètres, Andernos 20 mètres, Audenge 4 mètres, Biganos 0 mètre). *Ces sables de transport représentent le facies continental des dépôts marins de comblement de l'estuaire et du Bassin d'Arcachon (indice a^{2b}).*

L'arrêt ou l'atténuation des mouvements du sol provoquait ensuite des phénomènes nouveaux. L'alluvionnement fluvial reprenait dans le haut-estuaire, les plaines d'alluvions modernes, temporairement envahies par les eaux, se colmatèrent et se recouvraient d'un niveau tourbeux (a^{2c}) provenant d'une végétation de marécage. Les influences marines se trouvaient refoulées vers le bas-estuaire (a^{2c}).

A l'intérieur du Médoc, sur le versant occidental, un nouveau réseau hydrographique commençait l'érosion et le transport des sables éoliens accumulés. Ces sables, repris par le vent, formaient sur leurs rives des *dunes fluviales* (*dunes continentales*) peu élevées et à leur estuaire des dunes littorales plus importantes : *dunes primaires* des massifs de Talaris et de La Teste.

L'instauration d'un climat humide, provoquant le développement d'une végétation abondante, vint fixer les sables et les dunes. A l'intérieur, les bruyères, les ajoncs, les genêts, puis la fougère et, sur les dunes littorales, le pin maritime, formèrent ainsi avec leurs débris une couche d'humus de plusieurs centimètres.

Les populations néolithiques ne vinrent s'installer dans le Médoc que plus tard. Les restes abondants de leurs industries se trouvent aujourd'hui sur le littoral, aux abords des estuaires, le long des cours d'eau et à l'intérieur, sur la couche humifère qui recouvre les dunes primaires et le sable éolien ancien ou Sable des Landes.

CHAPITRE II

LES MODIFICATIONS DES PLAINES D'ALLUVIONS MODERNES DE L'ESTUAIRE ET DE LA LIGNE DU LITTORAL PENDANT LA PÉRIODE HISTORIQUE.

L'estuaire et les plaines d'alluvions modernes.

HAUT-ESTUAIRE : DU CONFLUENT D'AMBÈS A MARGAUX (fig. 26).

MOYEN-ESTUAIRE (fig. 27).

Synclinal de Pauillac : les bassins de la rive gauche; les îles.

Zone anticlinale de Couquèques.

BAS-ESTUAIRE (fig. 29).

La plaine maritime.

La bordure littorale.

L'EMBOUCHURE DE LA GIRONDE (fig. 39 et 40).

Formation de la ligne actuelle du rivage.

BAS-MÉDOC.

De Saint-Nicolas à la Pointe de la Négade (fig. 41).

De la Pointe de la Négade à la Pointe de la Pinasse. Formation de la falaise d'alluvions anciennes (fig. 42, I, II, III, IV, vues 1, 2, 3, 5, 6, 7, 8).

De la Pointe de la Pinasse à Saint-Isidore (Naujac) (fig. 42, coupe V, vues 9, 10, 11, 12, 13).

MOYEN-MÉDOC.

Le littoral de Saint-Isidore à Lacanau-Océan (fig. 42, coupe VI, vues 14, 15, 16, 17).

Transformations des Etangs de Hourtin et de Lacanau (fig. 43, I et II).

HAUT-MÉDOC. LE LITTORAL DU BASSIN D'ARCACHON.

Résumé et conclusion.

L'ESTUAIRE ET LES PLAINES D'ALLUVIONS MODERNES

HAUT-ESTUAIRE : DU CONFLUENT D'AMBÈS A MARGAUX

Le confluent de la Garonne et de la Dordogne a présenté de grands changements pendant la période historique.

Nous nous bornerons à résumer ici les résultats des études de HAUTREUX et de BRUTAILS sur cette question.

Au xvi^e siècle, il n'a été encore fait mention que de quatre îles : Ile de Macau, Ile des Vaches, Ile du Bec et Ile Cazeau (Carte géologique : Ile du Cazeau).

1^o *Ile de Macau*. — En 1544, « des témoins déposent que l'Ile de Macau était anciennement au mitan de la rivière ». A la fin du xvi^e siècle le bras occidental est presque comblé. Un cahier de charges porte que les riverains doivent entretenir ce chenal en lui maintenant une largeur de dix-huit pieds et une profondeur de cinq pieds. Au début du xvii^e siècle le chenal est comblé et il ne reste plus qu'un fossé d'écoulement, la Maqueline, que les riverains, pour s'opposer à la réclamation de l'Ile par le Domaine, déclarent être œuvre d'homme.

A l'extrémité sud de l'Ile de Macau, l'îlot de Pachan, sur une carte de 1640, était encore séparé de la terre ferme par un large chenal.

2^o *Ile des Vaches*. — L'île est rattachée à la rive en 1620. Vers cette date la rive occidentale actuelle du fleuve se trouvait en grande partie constituée. Elle fut complétée par le rattachement de l'Ile Fumel en 1752, de l'Ile Fumadelle en 1812 et de l'Ile de Gratequina, plus au Sud, bien plus tardivement, en 1896.

Dans tous ces cas le processus de rattachement est le même : 1^o formation d'un banc, puis d'un îlot dans le lit du fleuve; 2^o accroissement de l'îlot; 3^o comblement du chenal qui le sépare de la terre ferme par alluvionnement sur son fond et sur ses deux rives.

De la même manière une première « Ile du Bec » se soude au Bec-d'Ambès en 1643, et une deuxième en 1726. De 1706 à 1912, la presqu'île d'Ambès s'est allongée ainsi de 550 mètres. Elle s'est encore accrue d'autant si on tient compte de la pointe du Bec qui s'avance entre les deux fleuves.

3^o *Ile Cazeau*. — Il est fait mention de cette île pour la première fois en 1377. En 1723, elle a 110 hectares. L'Ile du Nord apparut vers 1600 et l'Ile Verte en 1792. Durant le xix^e siècle, les trois îles s'accroissent et tendent à se rapprocher. Elles forment actuellement une seule île allongée dont le bord oriental rectifié constitue la véritable rive occidentale de l'estuaire. Le bras qui sépare cette grande

île du Médoc est en voie de comblement rapide. On peut prévoir pour un avenir prochain le rattachement au continent de l'ensemble : Ile Cazeau-Ile du Nord-Ile Verte.

ESTUAIRE MOYEN

SYNCLINAL DE PAUILLAC

Les bassins de la rive gauche

Le bassin de Beychevelle était assaini au début du xix^e siècle. Celui du Breuil, desséché au xviii^e siècle, revint à son état naturel pendant la Révolution. Son assainissement fut repris en 1818.

Le marais de Reysson était comblé dès le Flandrien supérieur. « Les travaux exécutés dans la palu de Vertheuil, écrit BENOIST [10], ont souvent mis à jour de nombreux débris de poteries, des ossements et des cornes de ruminants portant des traces de l'industrie humaine, plus rarement des silex taillés, des pointes de flèches ou des haches polies, accompagnés de nombreux ossements et de bois de cervidés, de chevaux et de bœufs... »

A l'époque romaine, un chenal navigable était cependant maintenu au milieu du marais pour relier le fleuve au port de Reysson qui se trouvait au fond du bassin et qui a donné de nombreux vestiges gallo-romains.

Au Moyen Age et jusqu'au xviii^e siècle « les marais de Reysson, écrit JOUANNET, étaient extrêmement nuisibles aux campagnes voisines et y causaient presque tous les ans des fièvres très difficiles à guérir. Le dessèchement, que des intérêts personnels avaient fait abandonner, a été repris en 1834 ».

Le bassin de Saint-Yzens était encore régulièrement envahi par les eaux de l'estuaire jusqu'au Moyen Age. L'abbaye de l'Ile, édifiée au xi^e siècle, doit son nom à cette circonstance.

Dans tous ces bassins, la partie orientale qui borde le fleuve a suivi la marche du comblement. De Margaux à Pauillac la rive s'est accrue et stabilisée, en s'alignant sur les déplacements qu'elle réalisait plus au Sud.

Les Iles

1° Dans la partie qui correspond au *centre du synclinal tertiaire de Pauillac* les phénomènes d'alluvionnement et de comblement ont été très importants depuis la fin du xviii^e siècle. Ils continuent ceux du haut-estuaire.

L'Ile Boucheau (Ile du grand Fagnard) et l'Ile Nouvelle (Ile du petit Fagnard), apparues après 1782, ont déjà 214 hectares en 1812 et sont réunies en 1862. A l'Est de l'Ile de Patiras, le banc de Patiras

(Carte géologique) devient l'Ile Saint-Louis appelée encore « Ile Philippe ».

Au Nord de l'Ile de Patiras des bancs étendus, qui arrivent à émerger, sont en voie d'accroissement rapide. Ils représentent la première étape de la formation d'un nouvel ensemble d'îles.

Le tableau suivant, d'après BRUTAILS, résume la marche des phénomènes de comblement de l'estuaire, de Macau à Pauillac, de 1723 (Cartes de MASSE) à 1912.

RÉGIONS	1723	1752	1812	1842	1880	1912
Ile de Patiras.....	120 ha.	125 ha.	223 ha.	177 ha.	190 ha.	190 ha.
Ile de Philippe	»	»	»	3 ha.	38 ha.	48 ha.
Ile Bouchaud et Ile Nouvelle.	»	»	93 ha.	208 ha.	209 ha.	303 ha.
Ile du Nord et Ile Verte	120 ha.	187 ha.	242 ha.	282 ha.	313 ha.	321 ha.
Ile Cazeau	110 ha.	175 ha.	221 ha.	259 ha.	311 ha.	277 ha.
	350 ha.	487 ha.	779 ha.	929 ha.	1.061 ha.	1.139 ha.

Les anciennes îles rattachées à la rive, du xvi^e au xix^e siècle, Ile Macau, Ile Pachan, Ile des Vaches, Ile Vincent, Ile Fumadelle, Iles du Bec, Ile de Gratequina, représentent une surface à peu près égale à la surface actuelle des îles ci-dessus.

On peut remarquer dans ce tableau un *accroissement rapide des îles de 1752 à 1825, suivi d'une progression plus lente. En réalité, c'est en 1782 que commence une phase active de comblement du haut-estuaire; nous en verrons les causes dans l'étude du bas-estuaire.*

ZONE ANTICLINALE DE COUQUÈQUES

2° L'alluvionnement dans la partie de l'estuaire qui correspond à la *zone anticlinale de Couquèques-Mortagne* présente des caractères très différents : aucun atterrissement fixe ne vient régler la marche des courants. Les bancs de Mortagne, de By, de Castillon et de Cadourne, qui formaient au xviii^e siècle un haut-fond continu dans l'axe du fleuve, ont été détruits pendant le xix^e sous l'influence des perturbations survenues dans le régime des courants d'embouchure.

La carte marine de 1894 montre à la hauteur de Saint-Christoly un fond uniforme de 4 mètres. Le nivellement du fond est dû aux déplacements latéraux des dépôts sous l'influence des courants de flot et de jusant, qui existent simultanément dans cette partie du cours, au début et à la fin de chaque marée.

Cette zone de divagation des courants tend à se réduire naturellement par la formation et l'extension progressive vers le Nord des bancs de l'estuaire moyen, hauts-fonds voisins du 0, qui vont de Paulliac à Saint-Seurin-de-Cadourne.

Pour compléter l'action des forces naturelles, le Port Autonome de Bordeaux [152] a entrepris deux sortes de travaux : une digue sous-marine dans l'axe du fleuve, du kilomètre 65 au kilomètre 72, et un chenal creusé de — 4 mètres à — 6 m. 50 entre cette digue et la rive. « Les résultats recherchés, dit M. LÉVÊQUE, ont été atteints : ... les fonds nouvellement créés se maintiennent, le chenal s'approfondit lui-même en amont et en aval. » Quant à la digue, elle « doit maintenant être regardée comme l'épine dorsale d'un immense banc de régularisation du chenal... ».

Lorsque ces phénomènes provoqués auront développé leurs efforts, l'estuaire moyen aura retrouvé sensiblement sur la rive gauche le régime qui semblait exister au XVIII^e siècle (d'après les cartes de MASSE).

La rive droite, depuis le XVIII^e siècle, a été le siège d'un alluvionnement continu. Les cartes de MASSE montrent l'existence, jusqu'au voisinage de la rive, d'une zone de fonds de plus de 5 mètres. Aujourd'hui, d'Anglade à Mortagne, la rive s'étale largement de 0 à — 2 mètres.

M. LÉVÊQUE [152, p. 49] écrit à ce sujet : « Dans toute cette région entourant Mortagne, nous avons constaté que, sur une dizaine de kilomètres, il se déposait naturellement... sans aucune action de l'homme, presque 2 millions de mètres cubes par année. »

Il montre en même temps par des cartes schématiques la marche de l'alluvionnement. En 1825, on voyait émerger à basse mer, au niveau de Mortagne, un banc de 4 kilomètres de long sur 250 mètres de large. En 1875, ce banc s'était allongé de 2 kilomètres vers le Sud et rapproché de la rive. En 1915, il s'était encore allongé de 7 kilomètres et n'était plus séparé de la rive que par un chenal de 200 mètres.

Enfin, en 1933, il est entièrement soudé au rivage, sur 15 kilomètres de longueur.

Ces phénomènes d'alluvionnement de la rive droite comportent les mêmes phases que dans le haut-estuaire : formation, extension et rattachement d'un banc à la rive. Ils ont pour résultat d'accroître les plaines alluviales et de réduire ainsi la largeur de l'estuaire en rectifiant son cours.

BAS-ESTUAIRE (fig. 29)

LA PLAINE MARITIME

Jusqu'au xvi^e siècle, les cartes figurent les territoires de Jau et de Talais comme des îles séparées du continent par de larges chenaux.

Cependant, les terrains situés vers l'intérieur, quoique envahis encore par les fortes marées, se colmataient peu à peu par les apports des eaux douces. Ils étaient devenus assez fermes pour qu'ils fussent baillés à fief par les seigneurs de Lesparre. De nombreuses « baillettes », soit nominatives, soit collectives, portent la date de 1584.

Pour mettre ces terres en valeur, le Duc d'Epéron, devenu Sire de Lesparre en 1615, passa à deux reprises, en 1628 et 1633, des traités avec les Flamands pour l'assèchement de 5.000 hectares de terrains marécageux. De là viennent les désignations anciennes de « Petite Hollande » et de « Petite Flandre » données respectivement aux marais de Queyrac et de Talais.

Les canaux de dessèchement durent être prolongés à l'Est du cordon littoral, sur les terrains recouverts par les marées, jusqu'au niveau de la basse mer. Ainsi se trouvèrent également protégées contre les marées les argiles jaunes récentes comprises entre ce niveau et l'ancien littoral. Pour donner ces terrains à la culture, il suffisait de les protéger par une digue le long du fleuve. Le premier endiguement fut fait en 1739 et un second en 1767. C'est ainsi que durant la seconde moitié du xviii^e siècle furent constituées les *matles* du Bas-Médoc, qui s'étendent sur une longueur de 20 kilomètres et une largeur de 2 à 3 kilomètres.

En avant, vers le fleuve, se trouve une zone découvrant à toutes les marées. Mais, depuis le début de la seconde moitié du xix^e siècle, cette zone au lieu de s'étendre a diminué de surface sous l'action des courants riverains. Il en résulte une menace sérieuse pour les travaux d'endiguement des *matles*. Les grosses mers, coïncidant avec les crues de la Garonne et les grandes marées, produisent souvent la rupture des digues. C'est ainsi qu'en janvier 1936, les *matles* de Talais furent entièrement recouvertes par les eaux salées. Un nouveau secteur fut encore envahi pour la même cause en avril 1937. Ces faits montrent que sans les travaux des hommes, une grande partie de la plaine d'alluvions modernes du Bas-Médoc appartiendrait au domaine marin.

LA BORDURE LITTORALE

Aucune carte ni aucune description précise ne permettent de connaître exactement la configuration du littoral à l'époque romaine.

Les faits géologiques déjà signalés s'opposent en particulier à l'existence à l'époque romaine d'une côte située à 10 kilomètres à l'Ouest de la côte actuelle.

Le port de Noviomagus (1), que les auteurs s'accordent à situer au Nord du Médoc, devait se trouver sur le large chenal de Soulac qui faisait communiquer la plaine maritime avec l'Océan. L'île d'Antros, citée par POMPONIUS MELA (2), aurait été dès lors l'île de Grave, allongée dans l'estuaire, du Verdon à Cordouan, entre la plaine maritime inondable au Sud et le lit mineur au Nord.

La présence des vestiges de l'époque romaine et wisigothique sous les dunes littorales fait penser que l'ensablement de la côte reprend avec une nouvelle intensité à partir du v^e siècle. Il est possible qu'il se trouve en relations avec les phénomènes géographiques et géologiques qui semblent s'être produits à cette époque dans le golfe de Biscaye (Elisée RECLUS : *Géographie universelle française*, p. 103). Un historien du Moyen Age, AIMOIN (3), décrit ces perturbations qui présentent tous les caractères d'un tremblement de terre ayant affecté la région pyrénéenne et modifié le régime du littoral.

Les renseignements manquent sur la période du Moyen Age qui va du vi^e au xvi^e siècle. Mais on sait que deux phénomènes importants s'accomplissent pendant cette longue période : érosion du plateau de Grave et ensablement du littoral.

Le creusement de la *passé de Grave*, isolant l'îlot de Cordouan,

(1) C'est non loin de Noviomagus que se trouvait Domnoton, la demeure de THEON à qui son correspondant AUSONE écrivait : « Que fais-tu à l'extrémité de la terre, là où le soleil se couche; poète cultivateur des champs que baigne l'Océan ? Y fais-tu le commerce... » (*Epist.* 5). C'est de Domnoton que THEON envoyait... « ces huîtres succulentes qu'on admirait à la table des empereurs et qu'on prisait à l'égal des vins déjà renommés de Bordeaux » (*Ausonius Paulo IX*)... « ces rivalets de Baïes que les vagues du flux et du reflux des mers engraisent dans les étangs d'eau douce. » (*Ausonius Theoni* 7).

(2) Il existait dans le lit du fleuve (la Garonne) une île appelée Antros (ce qui en langage celtique signifie la sauteuse). Dans l'opinion des habitants cette île est suspendue sur les eaux; elle s'élève avec elles au temps de la crue. Cette opinion est fondée sur ce que les lieux environnants qui la dominent d'ordinaire sont couverts d'eau quand la Garonne est grosse, tandis que l'île surnage et domine, à son tour, les rivages et les collines qui auparavant bornaient la vue (POMPONIUS MELA, livre III, p. 27; Gondineau, p. 25).

(3) AIMOIN (de *Gestis Francorum*, lib. III, cap. XXXII, p. 104) : « Tum quoque fulgur per cælum cucurisse visum est : sonitus que tantem ruentium arborum per totam pene terram auditus... Burdigalensis civitas terræ motu concussa est; de Pyreneis montibus immensi lapides sunt evulsi; quibus immensa pecudum hominumque multitudo percussa interiit... Ventus austes tam violens fuit est sylvas prosterneret domos et sepes cerneret homines que usque ad internecionem volutaret ».

est antérieur au ^x^e siècle. Depuis cette époque, le substratum rocheux a été creusé plus ou moins profondément. A la fin du Moyen Age, la *passé de Grave*, entre Cordouan et Saint-Nicolas, avait une profondeur de 3 à 5 mètres. Elle atteint aujourd'hui des fonds de 10 à 11 mètres. Parmi les causes d'approfondissement, il faut ajouter à l'érosion mécanique due aux courants marins celle qui est l'œuvre des organismes et en particulier des Pholades.

M. LÉVÊQUE [152, p. 31] donne une description très précise, accompagnée de belles photographies, de l'érosion des rochers de Saint-Nicolas par les Pholades. Ces Mollusques lithophages « parcourent en tous sens, par leurs galeries, les cassures anciennes du calcaire et finissent par isoler des fragments enlevés ensuite par les lames ».

Il se produit en même temps une érosion de surface. « J'ai pu constater, écrit M. LÉVÊQUE, sur les rochers du Lutétien (Calcaire à Miliolites) de Saint-Nicolas, qu'en une vingtaine d'années des bancs sur lesquels j'avais installé des blocs témoins de béton avaient perdu entre 5 et 8 centimètres d'épaisseur de leur croûte superficielle. »

L'érosion superficielle a pu ainsi emporter 35 centimètres par siècle, soit 3 m. 50 en dix siècles.

La plaine maritime de Soulac était fermée à l'Ouest : un large chenal, qui est encore marqué sur les cartes du ^{xvii}^e siècle, faisait communiquer le port de Soulac avec l'estuaire (1).

Le port de Soulac fut employé, pendant la guerre de Cent ans, par les rois d'Angleterre, pour le débarquement des troupes. TALBOT seul, en 1451, débarqua dans l'anse du Gurg, ce qui laisse supposer une côte encore peu encombrée par les sables.

L'EMBOUCHURE DE LA GIRONDE (fig. 39 et 40)

L'invasion du littoral par les sables, dans la deuxième partie du ^{xviii}^e siècle, eut pour cause un changement profond dans le régime des courants marins à l'embouchure de la Gironde.

Jusqu'au ^{xvii}^e siècle, les tracés des cartes marines ne sont pas très précis et ne donnent pas une idée exacte de l'embouchure de la Gironde. Cependant on peut voir sur la carte de TASSIN (1631) une succession de bancs qui se dirigent de la Pointe de la Coubre vers le Sud-Ouest. La passe d'entrée dans l'estuaire se trouve entre

(1) Acte de donation de Soulac de GUILLAUME, Comte de Bordeaux, à l'Abbaye Sainte-Croix de Bordeaux : « Moi GUILLAUME, je donne à Dieu et à cet autel bâti en l'honneur de la Sainte Croix, la ville de Soulac avec l'oratoire de la Sainte Mère de Dieu, avec les eaux douces, depuis la mer salée jusqu'à la mer d'eau douce, avec les montagnes, avec les bois de pins, avec les pêcheries, avec les marais salants qui s'y trouvent. » *Archives de la Gironde*, H. 640, Fonds de Sainte-Croix.

ces bancs et l'îlot de Cordouan, qui paraît encore très étendu.

La carte de LA FAVOLIERE de 1677 est bien plus précise. On en retrouve les éléments essentiels dans les cartes de MASSE du début du XVIII^e siècle.

D'après les cartes de MASSE (de 1707 à 1724), la distance qui séparait l'îlot de Cordouan du littoral était de 5.400 mètres. Elle est aujourd'hui de 7.000 mètres. La Pointe de Grave s'avancait jusque sur l'emplacement du *platin de Grave*.

Le plateau rocheux de Grave jouait, à l'égard des courants, le rôle d'un gigantesque « épi » naturel déterminant des atterrissements importants sur tout son pourtour. Les hauts-fonds du *banc des Chevriers* et de la plateforme de Cordouan se prolongeaient ainsi vers le Nord-Ouest, jusqu'au niveau de la Coubre, par les *bancs des Mammeaux (Mm)* et de la *Mauvaise (Mv)* (fig. 39).

La passe de Grave, sauf deux chenaux près de Cordouan à l'Ouest et près de Saint-Nicolas à l'Est, était recouverte par un grand banc de sable, le *banc des Chevriers (Ch)* qui émergeait aux grandes marées.

Sur la rive droite, le littoral de la Coubre était protégé par un banc puissant émergeant à basse mer, le *banc des Mateliers (Mt)* qui s'étendait en direction du Sud-Ouest sur 12 kilomètres de long et 6 de large. Il était séparé des *bancs Morasses (Mo)* qui le prolongeaient au Sud, par la *passe des Mateliers*, profonde de 10 à 15 mètres.

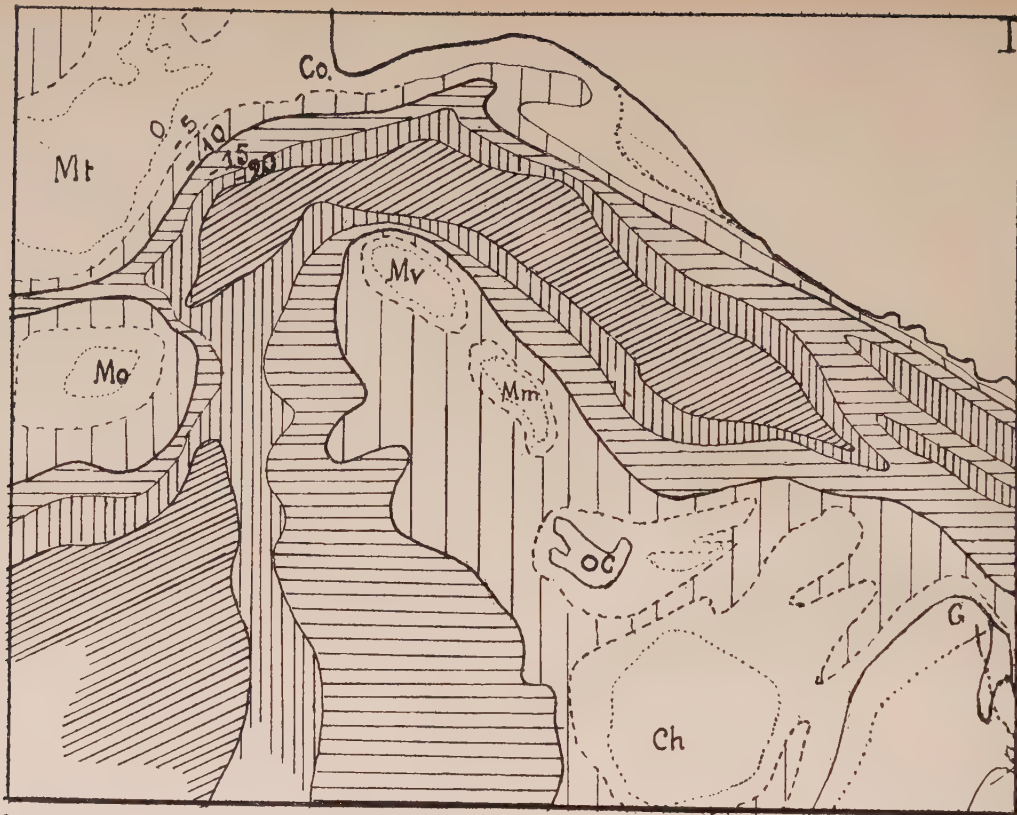
Le véritable débouché de l'estuaire était constitué par la *passe de Saintonge*, profonde de 15 à 20 mètres, qui s'ouvrait largement vers le Sud-Ouest.

Cette situation commença à se modifier vers le milieu du XVIII^e siècle. Les courants appuyèrent vers la côte et attaquèrent les bancs de l'estuaire. Les sables provenant de cette destruction furent rejetés à la côte où ils formèrent des dunes mouvantes qui envahirent la zone littorale. Sur la rive droite le *banc à l'Anglais* fut rattaché au continent et forma la *Grande Côte*.

La plaine maritime des Mathes fut envahie par les dunes qui recouvrirent en 1760 une forêt littorale et plusieurs villages. Entre l'Île d'Arvert et les dunes, les restes de la plaine maritime de Brégeat formèrent des étangs littoraux dans lesquels allaient s'effectuer des dépôts lacustres et tourbeux. Une érosion récente de la côte montre, sous la dune littorale, l'argile marine surmontée d'une couche tourbeuse.

Sur la rive gauche, le littoral du Médoc fut également envahi par les sables provenant de la destruction du *banc des Chevriers*. Soulac fut recouvert en 1774.

En même temps, des troubles profonds se produisirent au débouché de l'estuaire. Le *banc des Mateliers* fut réduit à 2 kilomè-



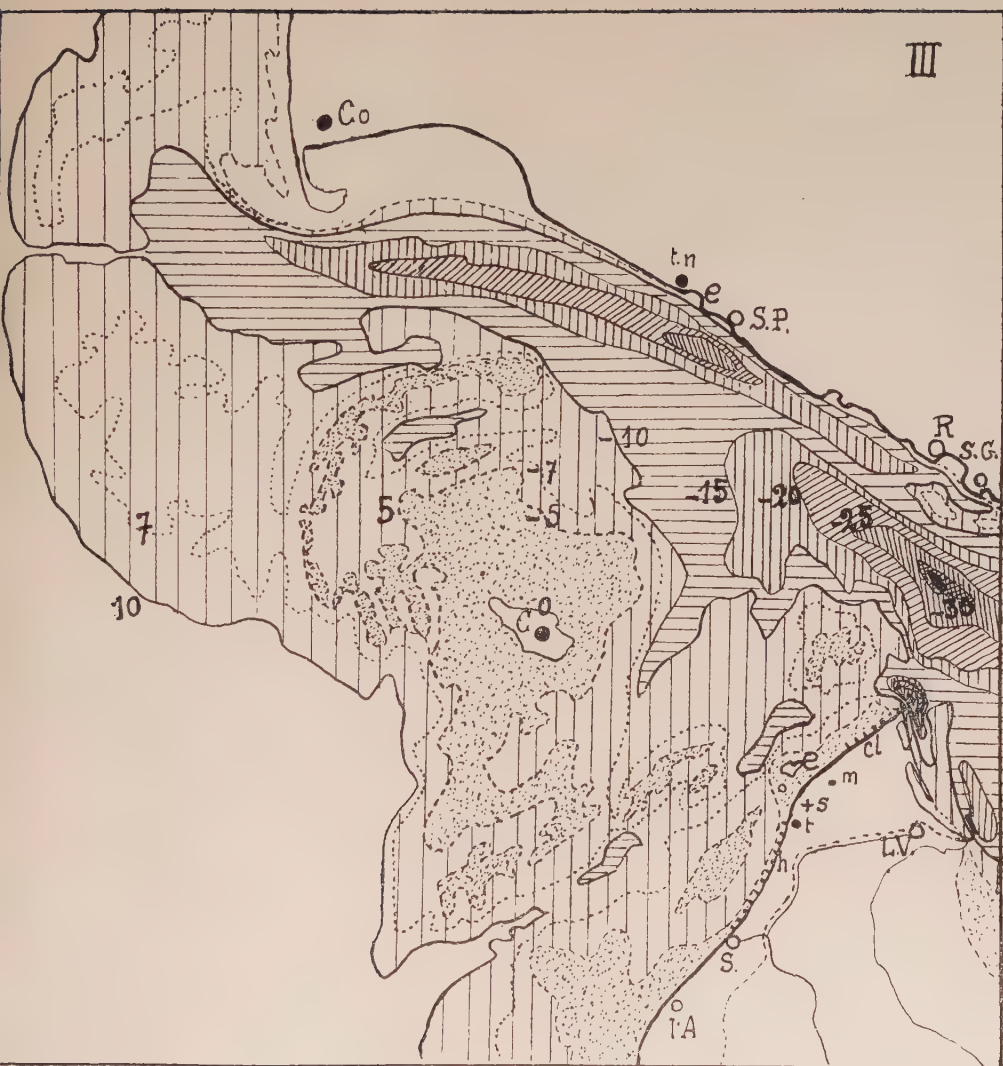


FIG. 39. — L'embouchure de la Gironde de 1706 à 1936.

I. D'après les Cartes de MASSE (in HAUTREUX, 1898).

II. D'après la Carte marine n° 4868 (in HAUTREUX, 1894).

III. D'après la Carte de l'estuaire de la Gironde du Port Autonome de Bordeaux (1932-1935).

I. Banes : Mt, des Mateliers; Mo, morasses; Mv, de la Mauvaise; Mm, des Mammeaux; Ch, des Chevriers.

III. Co : la Coubre. — C : Cordouan. — S. P. : Saint-Palais. — R : Royan. — S. G. : Saint-Georges-de-Didonne. — L. V. : Le Verdon. — S : Soulac. — P.A : l'Amélie. — t. n. : Terre-Nègre. — Cl : La Claire. — h : les Huttes. — t : Tour Noire. — m : Maison de l'Ingénieur. — e : Eocène de Saint-Palais et de Saint-Nicolas.

tres sur 500 mètres et ses débris envahirent les passes de l'Ouest et du Sud. Il n'y eut plus, à la fin du XVIII^e siècle, à l'entrée de l'estuaire, qu'un haut-fond d'une profondeur moyenne de 7 à 8 mètres.

La comparaison de la carte marine n° 4.868, de 1894 (d'après HAUTREUX), avec la carte de MASSE (fig. 39, II), fait ressortir ces changements.

Au Sud les courants, élargissant et creusant la *passé de Grave*, exposèrent le littoral du Médoc à l'action directe des courants marins. Les phénomènes d'érosion et de destruction du littoral commencèrent à se manifester en 1782.

La Pointe de Grave constituait un point particulièrement menacé pour la raison qu'elle est un produit d'apport instable, un atterrissement de la rive sud de l'estuaire au moment où celui-ci se trouvait protégé à son embouchure par des bancs puissants. Ce sont ces terrains d'apport qui vont se trouver, à partir de 1782, exposés aux courants du large et à celui de plus en plus intense de la *passé de Grave*.

En 1785, les pilotes indiquèrent que la Pointe de Grave avait reculé de 200 mètres en quelques mois. En 1818, la mer avait gagné encore 760 mètres; enfin de 1818 à 1845 la Pointe de Grave recula de 640 mètres, jusqu'à son emplacement actuel.

Dès 1830 des mesures de protection furent en effet envisagées. Le rapport de l'ingénieur DESCHAMPS en 1837 concluait à la nécessité de revêtements maçonnés.

C'est en 1845, sur une grève encore étendue, que fut posé le premier bloc de l'*épi de Grave*. Un nouveau chenal se forma bientôt entre cette côte consolidée et le *platin de Grave*. En 1853, il avait une profondeur de 8 mètres à l'extrémité de l'épi, de 15 mètres en 1864, de 20 mètres en 1874 et de 31 mètres en 1892 (d'après GOUDINEAU).

Le sol en ce point est peu résistant; les sables d'apport descendent jusqu'à — 45 m. 40. Le fond rocheux semble aujourd'hui atteint. Le courant intense qui s'engouffre deux fois par jour par cet étroit passage exerce son action destructrice à la fois sur la rive du fleuve et sur le littoral marin.

Le recul du littoral de la plaine maritime de la Pointe de Grave à Soulac peut être reconstitué d'une manière précise par les cartes marines de 1825, 1831 et 1836. La carte marine de 1831 montre en particulier la plateforme de Cordouan presque entièrement dégagée des bancs de sable qui la recouvraient auparavant.

M. LEVÊQUE [152] donne une reconstitution très claire du recul du littoral, de la Pointe de Grave à Soulac (fig. 40).

Le recul du littoral a été général et rapide de 1785 à 1798. De 1798 à 1842, il a porté principalement sur la Pointe de Grave. La plateforme rocheuse de Saint-Nicolas a constitué une barrière natu-

relle. Les travaux de protection *P*, qui ont été édifiés de 1842 à nos jours, se situent de part et d'autre de ce socle résistant, à la Claire et aux Huttes.

La carte marine de 1856 montre ce littoral protégé par des travaux maçonnés au débouché des anciennes plaines maritimes, de la Claire et des Huttes. L'emplacement de ces travaux prouve que leur but est d'empêcher l'Océan de reprendre possession de son ancien domaine.

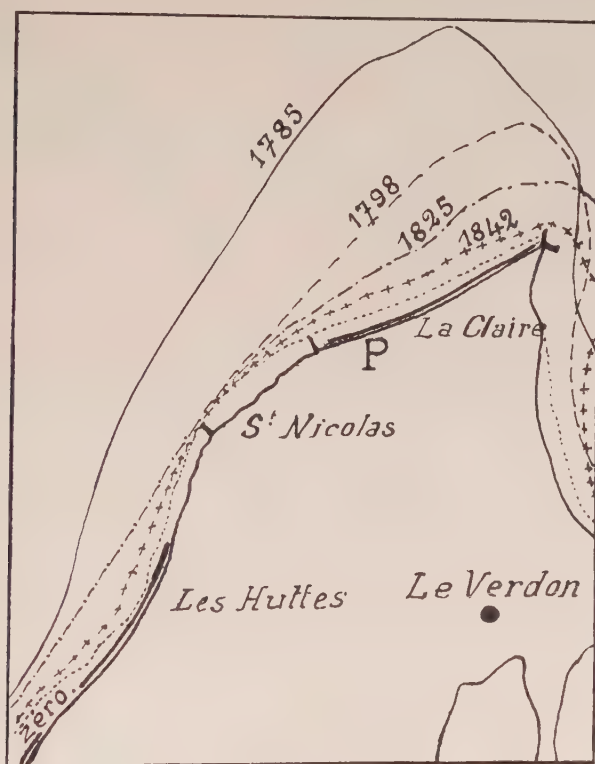


FIG. 40. — Le recul de la Pointe de Grave de 1785 à 1842
(d'après M. LÉVÊQUE).

Sans l'intervention de l'homme à partir de 1845 la mer aurait emporté les atterrissements récents, dunes et alluvions qui recouvrent et entourent l'extrémité orientale du plateau de Grave. Le Bas-Médoc aurait sensiblement repris la configuration qu'il présentait à la fin du dépôt des Argiles à Scrobiculaires; les hautes mers des marées d'un coefficient supérieur à 0,90 recouvriraient la plus grande partie de la plaine des alluvions modernes.

Les travaux de protection du littoral ont subi diverses vicissitudes. Ensablés, quand les courants s'éloignent de la côte, ils ont été à plusieurs reprises détruits par le flot qui venait saper leur base.

A la Pointe de Grave les anciennes digues parallèles au rivage contre lesquelles les vagues déferlaient encore en 1926 sont recouvertes par une dune littorale qui commence à déverser ses sables par-dessus la jetée de 1845, dans l'estuaire même de la Gironde. *On voit ainsi que les courants marins constituent le facteur déterminant des phénomènes d'érosion et d'ensablement du littoral.*

L'action de ces courants à l'intérieur de l'estuaire est aussi importante. L'état actuel de l'embouchure et du bas-estuaire se trouve représenté dans la figure 39 (croquis III : réduction de la Carte du Port Autonome de Bordeaux de 1934).

La comparaison de l'état actuel avec les cartes de MASSE montre que le bas-estuaire a été approfondi et dégagé d'une grande partie des atterrissements qui s'y trouvaient au XVIII^e siècle.

Le banc des Marguerites qui émergeait a été refoulé et morcelé. Coupé en deux en 1874, sa partie aval se trouvait déjà en 1892 à 4 mètres de profondeur. Aujourd'hui le fond ne s'élève pas au-dessus de 6 mètres.

Il en est de même de l'ancien banc de Talmont. La partie aval du grand banc de Goulée a été fortement entamée.

En même temps l'estran fluvial, constitué par des vases molles qui n'avaient cessé de s'étendre depuis des siècles, est attaqué par les courants littoraux.

« Dans l'espace de quelques années, écrit GOUDINEAU [127] en 1896, les vases molles et les vasières tourbeuses, dites « raillon-nats » ont été enlevées, du Verdon à Valeyrac, sur une superficie de 1500 hectares, par environ 3 mètres de profondeur, au total 45 millions de mètres cubes ».

HAUTREUX, par l'étude des surfaces des sections mouillées, montre l'importance et les limites du creusement récent et de l'alluvionnement dans le bas-estuaire, de 1708 à 1894.

1 ^{er} GROUPE	1	2	3
	1708	1894	Différences
1. Pointe de Grave-Royan	63.000 m ²	80.000 m ²	+ 17.000 m ²
2. Pointe de Grave-Vallières ..	70.000	82.000	+ 12.000
3. Pointe de Grave-Suzac	56.000	81.000	+ 25.000*
4. Le Verdon-Suzac	66.000	75.000	+ 9.000
5. Talais-Mechers	67.000	75.000	+ 8.000
6. Saint-Vivien-Talmont	60.000	63.000	+ 3.000
	382.000 m ²	456.000 m ²	en + 74.000 m ²

2^e GROUPE

7. Richard-Saint-Seurin	60.000 m ²	46.000 m ²	— 14.000*
8. Valeyrac-Saint-Romains	38.000	28.000	— 10.000
9. S ^t -Christoly-S ^t -Thomas	27.000	21.000	— 6.000
10. La Maréchale	24.000	17.000	— 7.000
11. Saint-Estèphe	16.000	16.500	+ 500
12. Trompeloup	17.000	13.500	— 3.500
	182.000 m ²	142.000 m ² en	— 41.000 m ²

La comparaison des deux groupes de sections montre que le creusement récent de l'estuaire remonte vers l'amont jusqu'à l'alignement Saint-Vivien-Talmont. Mais on remarque en outre que le phénomène de creusement présente des irrégularités, il atteint le maximum d'intensité dans la section Pointe de Grave-Suzac (25.000 mètres carrés).

Ce fait est dû au régime particulier des marées à l'embouchure de l'estuaire. Le flot de la *passé de Grave* arrive dans l'estuaire avant celui de la *passé Ouest* et va battre directement l'autre rive au niveau de Suzac.

Ce courant de flot vient contrarier vers l'amont le courant de jusant qui persiste encore sur la rive droite. Celui-ci ne pouvant plus, comme c'est sa fonction, entraîner les « *troubles* », il se produit brusquement un alluvionnement important du fond et des rives. Ce changement brusque du régime de l'estuaire apparaît dans la diminution de surface de 14.000 mètres carrés de la section mouillée de Richard-Saint-Seurin.

Ainsi, l'approfondissement de la *passé de Grave*, dû à un phénomène normal d'érosion littorale, a modifié la marche et l'intensité des courants, lesquels provoquent des changements profonds dans le régime de l'estuaire.

Depuis 1894, les modifications qui se sont produites à l'embouchure présentent les mêmes caractères. La carte de 1934 (fig. 39, III) montre les changements suivants par rapport à celle de 1894 :

1° Ensablement de la rive droite dans la région de la Pointe de la Coubre et déplacement des grandes profondeurs vers l'axe de l'estuaire;

2° Réduction d'étendue des bancs de sable du plateau de Cordouan;

3° Accroissement des fonds entre la Pointe de Grave et Royan sous l'influence de l'action prépondérante de la *passé de Grave*.

Toutes ces modifications ont pour effet d'intensifier l'action des courants de flot et de jusant à l'embouchure de l'estuaire

et, par suite, de rendre l'érosion littorale plus active et plus violente.

En même temps, l'approfondissement de l'estuaire dépasse 30 mètres, de telle sorte que le fond rocheux primitif se trouve presque atteint en plusieurs points, à la Pointe de Grave et au niveau de Royan et de Saint-Palais.

FORMATION DE LA LIGNE ACTUELLE DU LITTORAL DU MÉDOC

BAS-MÉDOC

DE SAINT-NICOLAS A LA POINTE DE LA NÉGADE

On n'a pas de renseignements sur le littoral pendant le Moyen Age. Il devait être stable et peu ensablé car aux ^x^e et ^{xiii}^e siècles on vit s'y fonder plusieurs paroisses : Saint-Nicolas, Lilian, Artigues, etc.

Une poussée des sables se manifesta au ^{xiv}^e siècle. L'église de Soulac fut en partie ensevelie et on dut ouvrir un nouveau portail à 5 m. 20 au-dessus du sol primitif.

Une nouvelle invasion sableuse se produisit dans la deuxième partie du ^{xvi}^e siècle. « L'inventaire de Lesparre » de 1585 signale que « l'Océan entame profondément les terres...; la grande forêt de pins, propriété de l'abbaye de Soulac, vient de disparaître; le village de Lilian voit ses maisons recouvertes de sable à l'exception de deux d'entre elles... Artigues-Extremeyres est englouti..., le prieuré de Saint-Nicolas (1) de Grave est enseveli... ».

Le territoire recouvert s'étend de la côte à la dune ancienne de Lilian; celle-ci cependant n'est pas dépassée vers l'Est.

MONTAIGNE, dont le frère Thomas était devenu, en 1560, Seigneur de Lilian, décrit également cette invasion dans ses *Essais* (t. I, livre XXX). « En Médoc, écrit-il, le long de la mer, mon frère, sieur d'Arsac, veoid une sienne terre ensevelie sous les sables que la mer vomit devant elle; le faiste d'aucuns batiments paroist encore; ses rentes et domaines se sont eschangez en pacages bien maigres. Les habitants disent que depuis quelque temps la mer se poulse si fort vers eux qu'ils ont perdu quatre lieues de terre. Ces sables sont ses fourriers et voyons de grandes montioies d'arène mouvante, qui marchent d'une demi lieue et gagnent pais ».

Cette partie du littoral semble avoir traversé ensuite pendant deux siècles une longue période d'ensablement. Les sables accumulés maintenaient la ligne de rivage éloignée vers l'Ouest.

(1) Des sondages faits en 1909, entre la Tour Noire et le Sémaphore, ont rencontré sous la dune des squelettes et des vestiges de bâtiments anciens qui font penser que l'emplacement de l'ancien prieuré se trouvait là.

Les changements profonds survenus à l'embouchure, dans la deuxième partie du XVIII^e siècle, se manifestèrent également sur le littoral du Bas-Médoc. La destruction des puissants bancs de sable de l'estuaire exposa le rivage à l'action directe des courants marins.

Les sables provenant de la démolition des bancs marins et de la dune littorale furent jetés à la côte et envahirent de nouveau le continent. En 1774, le village de Soulac fut recouvert. De l'église ensevelie sous la dune seul émergeait le faite du clocher. L'édifice, d'abord partiellement découvert par l'avance postérieure de la dune, fut ensuite dégagé en 1859 jusqu'au sol du XIV^e siècle.

C'est contre cette invasion de la deuxième moitié du XVIII^e siècle que l'homme intervint en réalisant le plan de BRÉMONTIER; la fixation des dunes de cette partie du littoral eut lieu de 1802 à 1864. Depuis cette

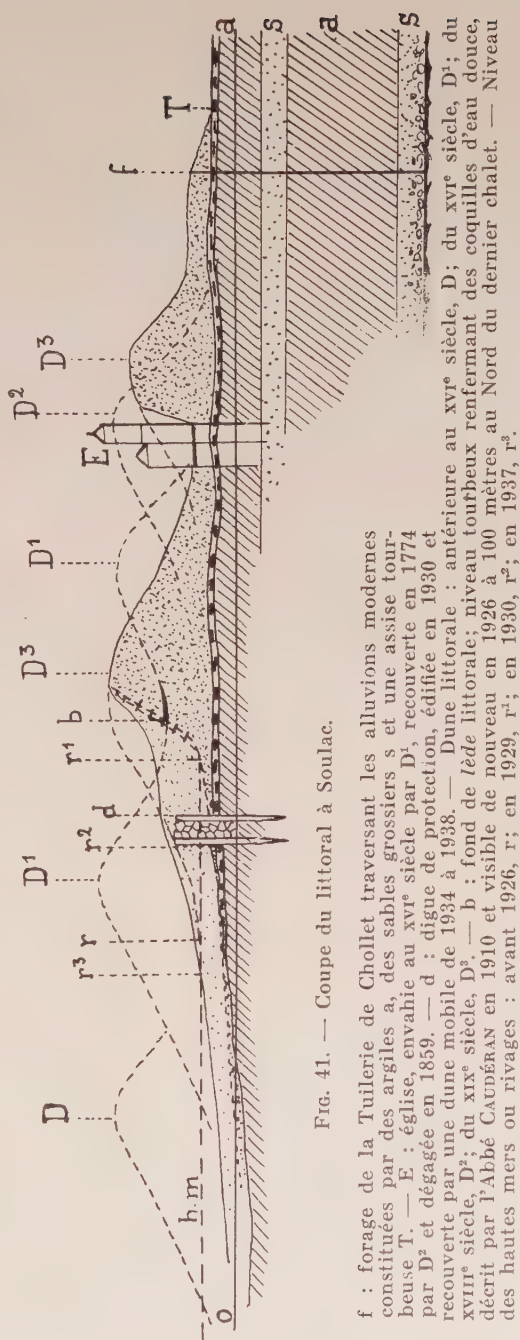


Fig. 41. — Coupe du littoral à Soulac.

f : forage de la Tuilerie de Chollet traversant les alluvions modernes constituées par des argiles a, des sables grossiers s et une assise tourbeuse T. — E : église, envahie au XVIII^e siècle par D¹, recouverte en 1774 par D² et dégagée en 1859. — d : digue de protection, édifiée en 1930 et recouverte par une dune mobile de 1934 à 1938. — Dune littorale : antérieure au XVIII^e siècle, D¹; du XIX^e siècle, D²; du XX^e siècle, D³. — b : fond de l'êde littoral; niveau tourbeux renfermant des coquilles d'eau douce, décrit par l'Abbé CAUDÉRIAN en 1910 et visible de nouveau en 1926 à 100 mètres au Nord du dernier chalet. — Niveau des hautes mers ou rivages : avant 1926, r; en 1929, r¹; en 1930, r²; en 1937, r³.

dernière date la mer a continué son action destructrice. De Saint-Nicolas à la Pointe de la Négade, la largeur de la chaîne dunaire s'est trouvée progressivement réduite.

Des digues parallèles et perpendiculaires au rivage furent édifiées entre Soulac et Saint-Nicolas dans la deuxième partie du XIX^e siècle et au début du XX^e. En 1920, ce système de protection était en grande partie détruit et pratiquement inefficace.

Les attaques de la mer présentèrent un maximum d'intensité en 1928. La dune littorale fut emportée sur tout le front du littoral sur une épaisseur de 10 à 30 mètres. Au Nord de Soulac on put craindre que l'isthme des Huttes ne fut emporté. Sa rupture aurait signifié la réouverture de l'ancien bras de l'estuaire flandrien et le retour au régime marin de la plaine maritime du Bas-Médoc.

L'*Argile à Scrobiculaires* du littoral ne peut constituer un obstacle à la progression de la mer car elle se trouve partout au-dessous du niveau des hautes mers : sa destruction suit le recul de la dune.

M. LEVÊQUE [152] a montré que les argiles colloïdales conservent 30 à 50 % d'eau par attraction des particules et se dessèchent rapidement dès qu'elles sont découvertes par le retrait de la dune. La reprise de l'eau interstitielle, au moment d'une nouvelle immersion, est violente et dissocie les particules.

Il s'ensuit une érosion rapide que l'action brisante du ressac vient encore accélérer. Deux belles photographies de l'ouvrage de M. LEVÊQUE montrent la destruction des argiles littorales des Huttes, au Nord de Soulac.

Pour arrêter la progression de la mer et empêcher la démolition de l'isthme des Huttes, de nouveaux travaux bien plus puissants que les précédents ont été nécessaires. Le système de digues, d'épis et de brise-lames qui a été édifié de 1929 à 1934 a été efficace.

Ces obstacles artificiels ont éloigné les courants de la côte et provoqué l'ensablement du littoral. L'apport des sables a été particulièrement important pendant les hivers de 1936 et de 1937. La coupe (fig. 41) du littoral de Soulac résume les différents épisodes que nous venons de décrire.

De Soulac à la Pointe de la Négade, les phénomènes littoraux suivaient un rythme inverse de celui du Nord de Soulac : l'ensablement était général jusqu'en 1933.

Mais, à partir de 1934, pendant que le littoral s'ensablait de Saint-Nicolas à Soulac, la zone d'attaque de la mer se déplaçait au Sud, de Soulac à la Pointe de la Négade.

Le sable de l'estran était enlevé et la dune littorale partiellement détruite : à l'Amélie, elle était emportée sur une profondeur de 50 mètres. En avril 1937, on pouvait voir, sur la plage même, le puits maçonné d'une villa édifiée antérieurement sur la dune, à une quarantaine de mètres du littoral.

A la limite sud de la plaine maritime, à la Pointe de la Négade, la dune littorale, haute d'une dizaine de mètres, a été détruite sur une profondeur de 7 à 10 mètres pendant une seule tempête coïncidant avec les hautes mers d'équinoxe du printemps.

Mais, sur tout le littoral, de Soulac à la Pointe de la Négade, les alluvions modernes de la plaine maritime ne sont apparues nulle part sur la plage (de + 3 mètres à — 2 m. 50). Elles avaient été détruites par une avance antérieure de la mer. *La dune qui est emportée est donc de formation très récente : l'érosion du sol continental n'a pas encore repris.* L'attaque de la mer, sur cette partie du littoral, ne présente donc pas le caractère de gravité qu'elle a eu au Nord de Soulac. *Elle montre seulement que les phénomènes d'érosion littorale sont intermittents et localisés et qu'ils peuvent être retardés par des phases d'ensablement de longue durée.*

Les déplacements des courants marins, déterminés par des causes multiples et mal définies, constituent le facteur actif et décisif de l'érosion littorale.

DE LA POINTE DE LA NÉGADE A LA POINTE DE LA PINASSE
FORMATION DE LA FALAISE D'ALLUVIONS ANCIENNES
(fig. 42, I, II, III, IV; vues 1, 2, 3, 5, 6, 7)

La falaise d'alluvions anciennes du Gulp, ordinairement recouverte par les sables, s'est trouvée entièrement dégagée pendant l'hiver de 1935.

GASSIES, LALANNE et les premiers auteurs qui étudièrent cette partie du littoral, de 1876 à 1880, durent la voir également sous cet aspect. On n'a pas de renseignements précis de 1880 à 1910, mais on sait que WELSCH, de 1910 à 1916, put encore décrire avec précision les couches de la falaise.

En 1926, après une phase d'ensablement, on ne voyait qu'un lambeau d'alluvions anciennes de 3 mètres de haut sur 10 mètres de large. En 1930, ce témoin lui-même avait disparu sous les sables de la dune littorale : on n'avait plus qu'une falaise morte.

La phase de désensablement débuta en 1934. Les courants appuyèrent vers la côte et enlevèrent les sables apportés pendant les vingt années précédentes, de sorte que, dès la fin de 1935, le rivage fut constitué de nouveau par une *falaise vive* soumise à une érosion active.

De 1935 à 1937, les phénomènes d'érosion ont été différents et ont varié d'intensité selon la composition de la falaise. Dès la fin de 1937, l'ensablement de cette partie du littoral avait repris.

Pointe de la Négade (fig. 42, I, II)

Au début de 1936, la destruction de la dune vive *d* et de la dune fixée *D* découvrit une large surface d'argile ancienne *a*. Le rivage se trouva reporté en *r*¹ au pied de la falaise taillée et découpée par une érosion antérieure. Les hautes mers de février et de mars attaquèrent de nouveau la falaise. L'érosion, interrompue en été pendant la période annuelle d'ensablement du littoral, reprit, très active, pendant l'hiver de 1936-1937. Au moment des hautes mers d'équinoxe de mars 1936, les flots, jetés sur la Pointe de la Négade par des vents d'Ouest violents et persistants, emportèrent les alluvions anciennes sur une largeur moyenne de 5 mètres. La nouvelle ligne de rivage se trouva ainsi portée en *r*².

Peu après, l'ensablement estival arrêta l'érosion marine.

Dans les coupes que nous allons expliquer (fig. 42), les lettres *p*, *p*¹, *p*² désignent la position de la plage avant 1935, à la fin de 1935 et à la fin de 1936, les lettres *r*, *r*¹, *r*² les rivages correspondants et *t* la grève des tempêtes du rivage *r*². La partie hachurée *A* représente la portion du littoral détruite en 1936-1937.

Le Gulp (fig. 42, coupes III et IV)

Premier cas : vue 1. — L'érosion de la falaise est produite par l'action simultanée de trois facteurs : la mer dont le ressac frappe le pied de la falaise, les vents d'Ouest qui rejettent vers l'intérieur les sables de la dune *D*, et les eaux de ruissellement du continent qui désagrègent les sables alluviaux. Ceux-ci, ainsi que le montre la vue 1, tombent en larges pans au pied de la falaise où les flots viennent les désagréger et les emporter.

Deuxième cas : coupe III, vue 2. — Au Gulp même, là où l'argile atteint la plus grande épaisseur, aux facteurs d'érosion précédents vient s'ajouter l'action des phénomènes atmosphériques, ruissellement des eaux et dessication. L'argile littorale, qui s'élève au-dessus des hautes mers, n'est atteinte que par le ressac des tempêtes. Elle reste ainsi ordinairement exposée aux agents atmosphériques. En été sa surface, perdant son eau, se fendille et se fragmente en morceaux de 3 à 4 centimètres d'épaisseur. Lorsque les flots viennent battre la falaise, ils emportent cette couche mettant à nu une nouvelle surface qui va subir à son tour la même érosion. Le pied de la falaise se trouve ainsi progressivement détruit.

Il arrive que l'argile présente des zones de faible résistance et se trouve découpée en petits promontoires ou creusée en dessous par le ressac; ce cas se trouve représenté par la coupe III. Un moment arrive où le bloc *A* s'écroule et est emporté.

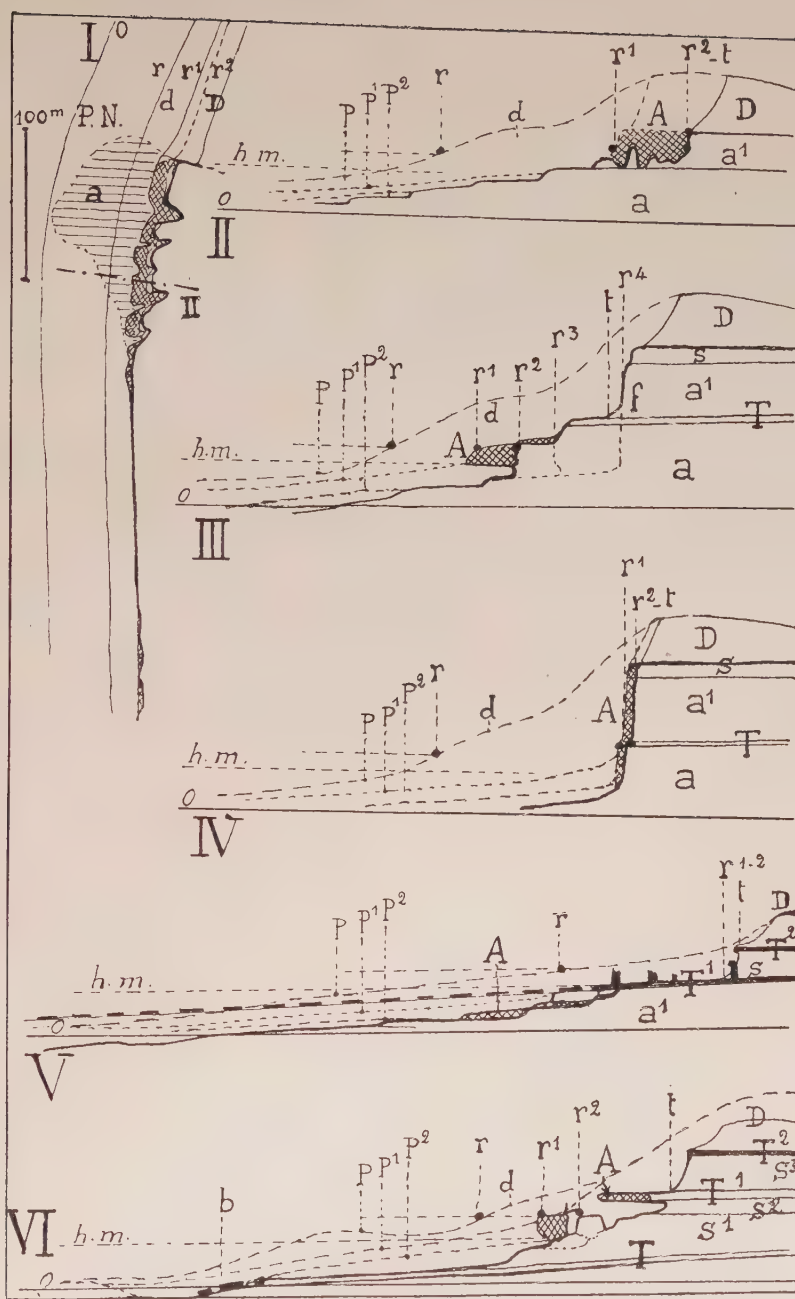


FIG. 42. — Les modifications du littoral en 1936-1937.
Echelle : L = 1/1.000°. — H = 1/500°.

I. La Négade, plan. — II. La Négade, coupe. — III. Le Gurg. — IV. Le Gurg. — V. Montalivet. — VI. Carcans-Lacanau-Océan, km. 54.
(Explications dans le texte.)

Troisième cas : coupe IV, vue 3. — Les différentes actions destructrices tendent à la constitution d'une falaise rectiligne et verticale. La démolition de cette falaise suit un processus différent des précédents. L'argile *a* n'est pas compacte; elle est finement feuilletée et divisée en compartiments par des cassures verticales produites par les différences de résistance de la masse à la pression produite par les alluvions *a'* et la chaîne dunaire.

Ces cassures se comportent comme un réseau de petites failles, isolant des compartiments relativement indépendants.

L'argile du pied de la falaise, en raison de son inclinaison vers l'Ouest et aussi de l'érosion de sa base par les vagues, se trouve en quelque sorte écrasée et rejetée vers la plage. Il arrive alors qu'une bande d'argile se détache sur plusieurs mètres de front et 0 m. 50 environ d'épaisseur et se renverse comme un mur au pied de la falaise. Les sables alluviaux, affouillés par les eaux de l'intérieur, privés de leur support, s'écroulent simultanément ou peu après.

Dans la partie gauche de la vue 3, on voit qu'une portion de falaise vient de s'écrouler. A droite, au sommet de la partie restante, on distingue les orifices des canaux creusés dans les sables alluviaux par les eaux de ruissellement de l'intérieur.

L'érosion produite par ces nombreux facteurs tend à former une falaise rectiligne et verticale; mais celle-ci, une fois constituée, est de nouveau découpée, de sorte que la ligne littorale ne présente jamais une figure stable et définitive.

La Pinasse (vues 5, 6 et 7)

La portion de falaise représentée dans les vues 5 et 6 montre l'action prépondérante des eaux de l'intérieur.

Elles débouchent dans la partie supérieure des sables alluviaux qui supportent là une couche de sable éolien ancien, durcie et noircie par imprégnation d'humus.

Cette couche rigide, minée en dessous par l'affouillement des eaux, se fragmente en gros blocs qui tombent au pied de la falaise. Celle-ci se trouve elle-même creusée verticalement de profonds sillons par l'écoulement des eaux. Lorsque ces sillons sont assez profonds, les compartiments qu'ils séparent s'écroulent.

La vue 7 montre des phénomènes d'érosion profondément modifiés par la présence d'une couche de tourbe à la place du sable éolien ancien aliotisé. Cette couche compacte, d'une épaisseur moyenne de 0 m. 40, n'est pas entamée par les eaux de ruissellement qui coulent à sa surface en se déversant sur la plage d'une hauteur de 3 mètres environ.

Le banc de tourbe forme ainsi, au haut de la falaise, une corniche en saillie. Au-dessous, les alluvions anciennes sont disloquées par

les eaux d'infiltration et les vagues des tempêtes et leurs débris s'accumulent au pied de la falaise.

La vue 7 fait ressortir en outre la démolition de la dune moderne sous l'action des vents du Sud-Ouest.

La vue 8 montre une variante des phénomènes précédents. Ici la falaise, mal dégagée des sables éoliens, n'a pas encore repris son activité. En outre les eaux de l'intérieur s'écoulent sur la plage par un ruisseau qui a d'abord miné et emporté une partie de la dune puis creusé une échancrure dans la falaise. Cette vallée dunaire est dégagée et élargie par les vents d'Ouest.

En résumé, de la Pointe de la Négade à la Pointe de la Pinasse, le littoral présente des phases successives d'ensablement et d'érosion.

Depuis 1934, la falaise littorale est détruite par l'action combinée de la mer, du vent, des agents atmosphériques et des eaux de ruissellement venant de l'intérieur du pays. Les aspects particuliers qu'elle présente dépendent de l'action prépondérante de l'un de ces facteurs, de la différence de composition et de l'altitude des couches qui la composent.

Les vues 1, 2, 3, 5, 6 et 7 représentent des aspects essentiellement instables et temporaires. Malgré cela, elles mettent en relief les causes permanentes dont l'action, pendant de longs siècles, a abouti à la formation de la falaise littorale que l'on voit aujourd'hui.

Cette falaise vive prouve le recul de la ligne de rivage et réfute aussi les opinions exprimées par HARLÉ et SAINT-JOURS. HARLÉ avait écrit au sujet de la ligne de rivage du Médoc :

« Si la mer avait avancé aux dépens de notre Gascogne sans enfoncement, il en serait résulté, en raison de la pente générale du pays, une sorte de haute falaise... Or ce ressaut brusque n'existe pas et là où l'altos de la lande paraît en bordure de la mer, c'est au niveau de la plage des hautes mers et non pas franchement au-dessus. »

L'existence de la falaise du Gurd répond à l'objection de HARLÉ et vérifie l'hypothèse de l'avance de la mer sans enfoncement du sol.

On ne peut parler cependant de la stabilité du continent que pendant la période contemporaine de l'érosion littorale. Cette fixité n'exclut pas, en effet, une position plus inférieure du niveau marin pendant une période antérieure. WELSCH était arrivé à la même conclusion.

SAINT-JOURS prend le terme de fixité dans un sens plus étroit. Il pense que la ligne actuelle du rivage n'a subi aucune modification depuis dix mille ans, que « depuis dix mille ans le Gulp marque la ligne séparative de la mer et du continent » et que « la chaîne dunaire n'a jamais été plus à l'Ouest qu'aujourd'hui ».

D'après lui, « l'homme antique vint s'installer à la station du Gulp il y a dix mille ans et à 4 mètres au-dessus d'une butte témoin d'argile tertiaire fort isolée et seul tertre semblable dans la région ».

SAINT-JOURS n'a pas vu que cette butte (vue 2) fait partie d'une falaise continue qui, pendant certaines périodes, peut être soumise à une érosion rapide.

La destruction de la station de la Négade, que nous avons vu s'effectuer en quelques mois, et la démolition de la falaise littorale représentée dans les vues 1, 2, 3, 5, 6, 7, s'opposent à l'admission des thèses défendues par SAINT-JOURS. Les faits prouvent au contraire que la ligne de rivage de cette partie du littoral n'est pas « fixe », que la mer n'a cessé d'empiéter sur le continent depuis l'époque néolithique, qu'elle a encore gagné depuis l'époque romaine et qu'elle continue aujourd'hui son avance pendant les phases de désensablement du littoral.

DE LA POINTE DE LA PINASSE AU PIN SEC (SAINT-ISIDORE)

De la Pointe de la Pinasse à Montalivet la falaise littorale s'abaisse au niveau des hautes mers.

La ligne de rivage (vue 9) comprend les alluvions anciennes, un banc tourbeux, une couche de sable éolien ancien et la dune moderne.

Le véritable littoral résistant est constitué par un léger ressaut formé par le sommet aliotisé et durci des alluvions anciennes. On le voit au premier plan avec les gros éléments d'une laisse littorale.

Ce talus marque le niveau atteint par les hautes mers ordinaires. Il n'est entamé que faiblement car les vagues y arrivent amorties par leur étalement sur une plage sableuse étendue et dont la pente ne dépasse pas 3 %.

Parfois les courants enlevant le sable de l'estran découvrent les alluvions anciennes. Celles-ci, constituées par une argile sableuse stratifiée, se dessèchent rapidement et sont ensuite emportées par strates d'étendue variable.

Le ressaut formé par les alluvions anciennes recule ainsi peu à peu vers le haut de la grève.

Le banc tourbeux, bien moins résistant, est en retrait. Il repré-

sente la ligne extrême de l'atteinte des grandes marées. Il renferme en place la base des troncs d'une ancienne forêt littorale. Les vues 10 et 11 représentent deux aspects de ces vestiges. *Les bancs de tourbe et les troncs d'arbres sont détruits sur leur bord dans la mesure où la plage se trouve désensablée.* Le recul est général au Sud de Montalivet.

On arrive ainsi à trouver superposés, au pied de la dune littorale, où ils sont hors d'atteinte de la mer, les alluvions anciennes, le banc de tourbe avec troncs en place et la couche de sable éolien ancien. Cette configuration représente un état d'équilibre qui donne une grande stabilité à la ligne du rivage.

En résumé, l'érosion des alluvions anciennes est allée en diminuant vers le Sud. Ce n'est qu'exceptionnellement que les alluvions littorales et le banc de tourbe sont exposés aux atteintes de la mer. En général, on ne voit qu'une plage de sable fin qui vient se raccorder directement à la dune littorale en recouvrant tous les dépôts sous-jacents.

Si le désensablement de la plage persistait, on assisterait au recul de cette petite falaise et en même temps, en raison de l'inclinaison des couches vers l'Ouest, à son accroissement de hauteur. Au niveau de Saint-Isidore, la mer devrait avancer de 5 à 7 kilomètres pour former une falaise de même composition et de même importance qu'au Gurp.

Depuis avril 1937, sur la plage de Montalivet, on ne voit plus aucun des aspects représentés par les vues 9, 10 et 11; les troncs d'arbre eux-mêmes sont complètement recouverts.

Pour expliquer la submersion des forêts littorales, WELSCH pensait qu'on pouvait faire intervenir le tassement des alluvions anciennes, soit naturel, soit provoqué ou accentué par le poids des dunes.

« L'énorme poids de ce sable, écrit-il, a produit nécessairement une compression de la tourbe et de l'argile marine malgré la compacité de cette dernière; d'où aspect plus favorable à la théorie de l'affaissement de cette région ».

Cette cause n'a pu avoir que des effets locaux. Elle ne modifie pas la position générale des argiles car, *malgré l'inégalité de puissance de la chaîne dunaire, leur surface reste remarquablement régulière sur une distance de 30 kilomètres.*

WELSCH admet encore que les forêts littorales ont pu se développer à l'altitude où leurs vestiges se présentent actuellement mais à l'abri d'un cordon littoral de dunes. « Tout le long

du littoral, écrit-il, on voit des marais qui présentent des points d'altitude de 1, 2, ou 3 mètres au-dessus du niveau moyen de la mer... Ces marais sont séparés de la mer par des dunes plus élevées. Si la mer enlevait aujourd'hui ce sable éolien l'eau salée de la marée haute arriverait à noyer ces fonds et à baigner les arbres qu'on y voit ».

Cette situation a pu se rencontrer localement et peut expliquer la formation des dépôts de tourbe herbacée comme ceux de Dépet; *mais elle ne rend pas compte du développement sur toute l'étendue du littoral d'une forêt qui exige un milieu plus favorable qu'un terrain marécageux et un éloignement du rivage.*

D'autre part, l'explication proposée par WELSCH implique qu'on se trouve à Montalivet en présence de la limite même d'extension vers l'Ouest de la forêt littorale. Il n'y a aucune raison de le penser. *Les troncs d'arbres sont nécessairement à la limite des hautes mers, car c'est seulement à partir de cette ligne qu'ils ont pu échapper à leur destruction par les flots.*

Le sol du continent plongeant vers l'Ouest, la forêt littorale a dû se développer dans cette direction jusqu'à une distance du littoral et à un niveau qu'il est impossible de retrouver.

Il faut donc admettre l'intervention de causes plus générales, c'est-à-dire une variation du niveau marin : élévation absolue de la mer ou abaissement de la bordure littorale.

Dans tous les cas, le développement d'une forêt sur l'emplacement du littoral actuel suppose une ligne de rivage plus éloignée vers l'Ouest que le rivage actuel.

Cette forêt ayant été ensevelie par une invasion de sable éolien contemporaine du Flandrien et antérieure au Néolithique, c'est pendant le Paléolithique supérieur que le niveau marin s'est trouvé plus bas que le niveau actuel; autrement dit *la forêt littorale a été submergée par la transgression flandrienne.*

Depuis le Néolithique, le niveau marin semble stable. Les phénomènes d'ensablement ayant empêché ou retardé l'action destructrice de l'érosion marine à mesure qu'on s'avance vers le Sud, on peut estimer que la ligne de rivage, de Montalivet à Saint-Isidore, n'a subi qu'un faible recul. Il s'ensuit qu'on peut parler dans une certaine mesure de la « fixité » du littoral au sens où l'entend SAINT-JOURS.

Mais cette « fixité » de la ligne du rivage des alluvions

anciennes n'exclut pas un déplacement, qui peut avoir une grande amplitude, du rivage temporaire constitué par les dunes.

La superposition d'un sable éolien imprégné d'humus aux argiles à coquillages de Montalivet, prouve un recul de la mer contemporain de la fin du comblement flandrien et antérieur au Néolithique.

L'existence sur la plage de Montalivet des restes de forêts littorales très récentes, bien différentes des forêts anciennes des vues 10 et 11, prouve également une avance importante de la mer au cours de la période historique. Ces deux observations loin d'être contradictoires se complètent.

Les restes les plus caractéristiques d'une forêt littorale récente peuvent s'observer à quelques centaines de mètres au Sud de Montalivet. Ils sont représentés dans la vue 13 *bis*. Il s'agit d'une haute futaie de pins d'un beau développement. Les arbres, enracinés dans une couche peu épaisse de sable éolien, étalent leurs racines sur les alluvions anciennes, sans interposition d'une couche de tourbe.

La forêt s'était développée hors des atteintes des influences marines. Elle devait être séparée du rivage par toute la largeur de la chaîne dunaire qui se trouvait encore à ce moment à l'Ouest du littoral actuel. Le front continental de la chaîne dunaire atteignit l'emplacement du littoral actuel au *v^e* siècle et recouvrit la forêt littorale. Les sables, chassés par la mer et les vents d'Ouest, ont ensuite progressé et c'est sur le front marin de la chaîne dunaire que l'on voit reparaître l'ancienne forêt.

L'avance de la chaîne dunaire s'est faite par étapes qui ont permis le développement d'une nouvelle forêt de pins, sur la chaîne elle-même, entre deux phases de progression des sables. On peut observer ce fait au Nord de Montalivet (vue 9 *bis*, pl. XVII).

Cette partie du littoral montre la superposition de différents sols : forêt ancienne de la plage, sable éolien ancien, dunes modernes superposées et séparées par une surface de contact bien marquée. La dune inférieure avait supporté une forêt de pins. Les restes de deux troncs, dégagés du sable, se voient sur le versant de la dune inférieure. Les arbres sont dans un grand état de fraîcheur.

Pour que cette forêt ait pu se développer sur ce point il a fallu que la dune qui l'a recouverte ensuite ait maintenu le rivage à une distance d'au moins 50 mètres de son emplacement actuel.

En résumé, dans la région de Montalivet pendant la période historique, l'Océan a fortement gagné sur le continent; mais son avance a consisté pour la plus grande partie dans une reprise de l'ancien domaine marin anténéolithique. Si on fait

abstraction de ces déplacements récents du rivage, la thèse de SAINT-JOURS n'est pas éloignée de la vérité : la ligne du rivage diffère peu de ce qu'elle était au Néolithique.

Il y a eu cependant recul car, sur la plage de Montalivet, on trouve, provenant de la destruction du sol de sable éolien ancien, des débris de silex et de poteries et parfois des haches de bronze. *Les phénomènes sont du même ordre qu'au Gulp. Ils sont seulement plus lents et plus atténués.*

MOYEN-MÉDOC

LE LITTORAL DE SAINT-ISIDORE A LACANAU-OCÉAN

Au Sud de Saint-Isidore la ligne de rivage est formée, non par des alluvions anciennes, mais par les dépôts sableux ou tourbeux du Quaternaire moderne. Ils sont visibles dans les vues 14, 15 et 16.

La petite falaise qui sert de limite au continent dans les portions *a*, *b*, *c* (fig. 34 et 35) a été formée pendant la phase du désensablement du littoral. On la trouve aujourd'hui au niveau de la grève des tempêtes, c'est-à-dire à la limite extrême de l'atteinte des vagues.

Elle est ordinairement recouverte par le sable des dunes modernes et protégée par une plage ensablée. C'est une *falaise morte*.

Mais il arrive que les courants emportent en certains points le sable de l'éstran jusqu'aux alluvions anciennes et dégagent la petite falaise littorale. Celle-ci se trouve ainsi de nouveau exposée à l'érosion marine. Cette situation était réalisée sur plusieurs points au début de 1936 et en avril 1937 (fig. 42, VI) entre Carcans-Plage et Lacanau-Océan.

L'argile ancienne et le sable noir durci qui la recouvre en *b* étaient attaqués et diminués de quelques blocs. Au haut de la plage, les assises sableuses étant détruites, les couches les plus résistantes *S*¹ et *T*¹ arrivent à former des saillies prononcées qui finissent par se détacher. Pendant les tempêtes des plaques de tourbe (vue 14) de 1 mètre à 2 mètres sont ainsi emportées par les flots. On les rencontre ensuite sur la plage de plus en plus usées et à une grande distance de leur lieu d'origine.

Ces faits montrent que le recul du littoral, quoique lent et intermittent, se poursuit encore aujourd'hui.

Les auteurs s'en sont fait une idée différente. WELSCH l'admet comme probable. SAINT-JOURS le nie. GOUDINEAU et M. BUFFAULT le considèrent comme très important.

Nous ne revenons pas sur les interprétations de WELSCH et de SAINT-JOURS. La configuration du littoral de l'époque

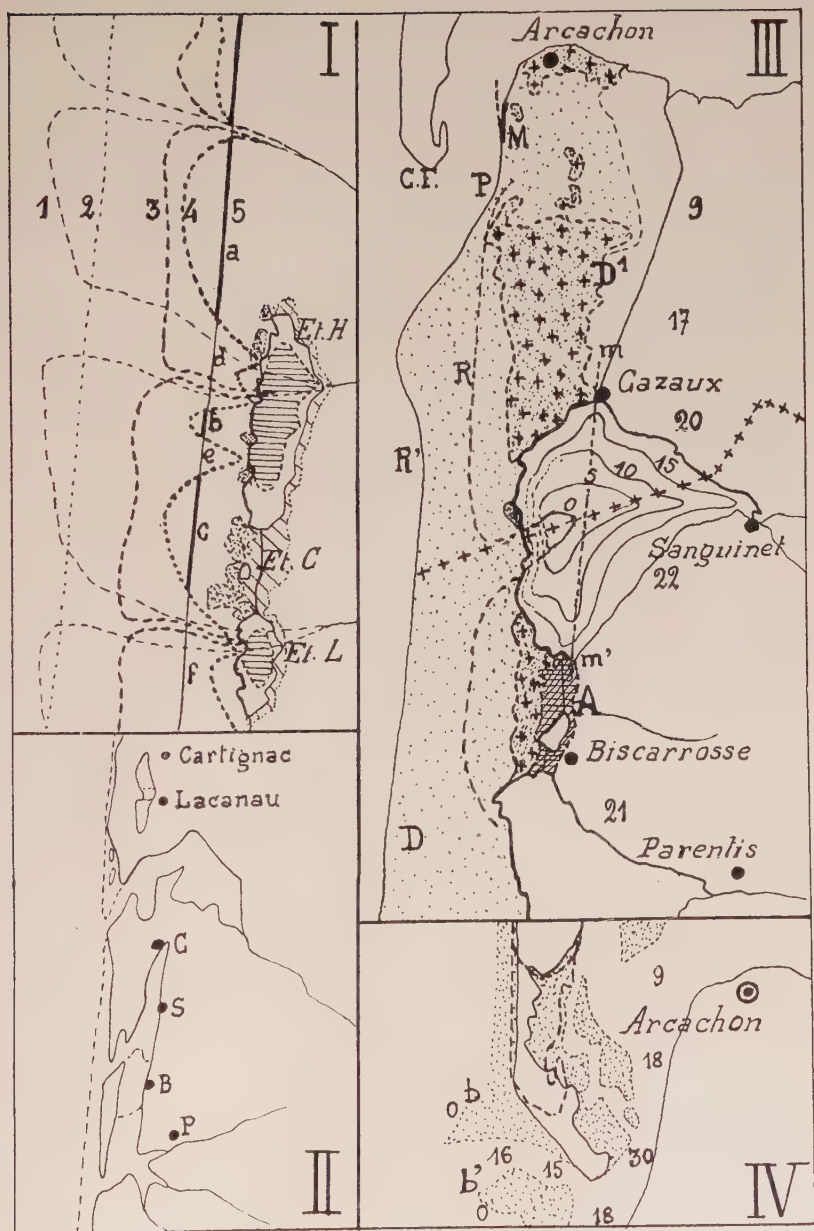


FIG. 43. — Les modifications du littoral de la région des étangs.

I. Le littoral de la région des étangs de Hourtin et de Lacanau (d'après Goudineau, 2; d'après M. Buffault, 1 et 3; essai de reconstitution, 4). — II. Fragment de carte du littoral au XVIII^e siècle (le pointillé a été ajouté). — III. Le littoral de la région des étangs de Cazaux et de Biscarrosse. Dunes D et D' d'après la carte de Durègne (1897) reproduite par Saint-Jours (1929). — IV. Le Cap-Ferret et les « passes » du Bassin d'Arcachon en 1831.

romaine au Moyen Age, d'après GOUDINEAU (fig. 43, I), ne repose pas sur des données précises.

L'interprétation de M. BUFFAULT (fig. 43, I) présente plus d'intérêt et se rapproche davantage de la réalité.

Elle repose sur des conceptions exactes : existence de larges estuaires qui restent ouverts après l'invasion du littoral par le sable éolien ancien, fermeture progressive de ces estuaires par le sable des *dunes modernes* et recul du littoral par l'érosion marine.

Ce qui est inexact, c'est l'importance du recul du littoral et par suite les explications qui en découlent.

En particulier, le hameau du Port, au Nord de Hourtin, ne peut être le témoin des ports antiques de Pelos ou d'Anchise; l'altitude de la rive de l'étang, en ce point, est en effet de 15 mètres et il faut aller au delà du bord occidental de l'étang à 7 kilomètres au Sud-Ouest pour atteindre le niveau de la mer. Il en est de même du Port de Louvergne qui aurait existé encore au Moyen Age sur la rive orientale, au débouché de la Berle de Lupian. Cette rivière, avec sa pente de 2 mètres par kilomètre et son faible débit, ne pouvait servir à la navigation.

La ligne 4, que nous avons déduite de la composition du littoral et de la distribution des courbes de niveau du fond des étangs, donne une idée plus approchée de la position de la ligne de rivage à l'époque néolithique.

Le recul du littoral qui s'est produit depuis a porté sur les avancées du continent qui séparaient les estuaires. Sur l'emplacement de ceux-ci la mer a au contraire reculé.

Le résultat de cette double action d'érosion et de comblement a été la formation de la côte rectiligne actuelle. Cette configuration littorale, qui s'est trouvée réalisée seulement au v^e siècle, subit de faibles modifications. Les courants marins sensiblement parallèles au littoral s'opposent à une érosion active. Ce n'est que dans la mesure où ils obliquent vers la côte qu'elle reprend; mais il s'agit toujours d'actions locales et temporaires.

Les effets de l'érosion depuis un demi-siècle sont cependant visibles. La mer, dans les tempêtes et dans les grandes marées, vient battre la petite falaise littorale et en emporte des lambeaux. La dune littorale privée de son support s'écroule et le sable mobile est repris par la mer ou rejeté sur le continent.

La dune littorale s'est trouvée ainsi réduite en largeur et abaissée. La bordure occidentale de la forêt étant exposée aux influences marines, les arbres ont péri sur une largeur d'une

cinquantaine de mètres. En quelques points, les sables en progression sont venus les recouvrir, leur cime seule émerge de la dune envahissante.

L'aspect du littoral représenté par la vue 17, prise à 3 kilomètres au Nord de Lacanau-Océan, se retrouve sur tous les points de la côte de Saint-Isidore à Lacanau. Il prouve que *l'invasion du continent par les sables et le recul du littoral sous l'action de l'érosion marine sont deux faits en étroite interdépendance.*

On peut donc penser que dans le passé, les grandes périodes d'invasion des sables correspondent à des phases actives de l'érosion marine et par suite à une avance rapide et générale de la mer.

TRANSFORMATIONS DES ETANGS DE HOURTIN ET DE LACANAU

On ignore la date exacte de la formation de ces étangs. Le premier renseignement précis qu'on possède à ce sujet est un acte de 1099 par lequel le Seigneur de Lesparre donne l'église de Sainte-Hélène de l'Etang à l'abbé de Sainte-Croix de Bordeaux. L'Etang de Hourtin existait donc au XI^e siècle (1).

Au XIV^e siècle l'invasion du littoral par les sables semble avoir eu pour résultat de refouler les eaux de l'intérieur et d'élever le niveau des étangs. Dès le début du XVII^e siècle l'église de Sainte-Hélène est menacée par les eaux. Son transfert fut décidé en 1611, après la visite du Cardinal Archevêque de SOURDIS [11]. La nouvelle église fut édifiée à Hourtin en 1628.

Des faits analogues se passaient plus au Sud sur la rive orientale de l'étang de Lacanau.

L'église Saint-Vincent de Lacanau, qui était située à 500 mètres à l'Est de la rive actuelle de l'étang, commençait également, vers la même époque, à être menacée par la progression des eaux. Au milieu du XVII^e siècle la situation devint grave. En 1667, le curé CASTAGNA se plaignit que les eaux l'empêchaient « d'entrer dans la sacristie et aux fonts baptismaux ». Une digue fut édifiée. En 1690, il fallut encore hausser l'intérieur; le transport de l'église sur l'emplacement actuel, demandé en 1717 et autorisé en 1733, eut lieu en 1764-1765.

Vers la même époque la carte du « Gouvernement général de

(1) L'an 1099, Epacte 6, le 5^e jour, par une charte authentique, FORT, fils de GAUSSEM (Guillaume), seigneur du lieu (de Lesparre) fait don à perpétuité à FOULQUES, abbé du couvent de Sainte-Croix de Bordeaux, de l'église de Carcans et de celles de Saint-Vincent de Lacanau et de Sainte-Hélène de l'Etang : *Santa-Elena de Stagno*, avec toutes leurs dépendances.

Arch. Dép. S. H. 610, folio 73; *Gallia Christinia*, t. II, p. 860.

Guyenne et Gascogne » du début du XVIII^e siècle figure un seul étang à l'Est du Médoc (fig. 43, II).

L'élévation du niveau des eaux avait eu en effet pour résultat de submerger l'isthme de Talaris. L'étang unique ainsi formé recouvrait la partie hachurée de la figure.

Le creusement d'un canal d'évacuation vers le Bassin d'Arcachon, au XIX^e siècle, a eu pour effet d'abaisser le niveau moyen des étangs de 1 mètre environ. Le seuil de Talaris exondé a de nouveau séparé les deux étangs.

En hiver, le chenal de Talaris, peu profond et de faible pente, ne suffit pas à évacuer la masse des eaux qui vient de la partie occidentale du Médoc. Le niveau de l'étang de Hourtin s'élève et les eaux s'étendent sur la rive orientale.

On peut se représenter le mode de formation des étangs de Hourtin et de Lacanau d'après celui des étangs de Cazaux et de Biscarosse situés au Sud du Bassin d'Arcachon (fig. 43, III).

Ces deux derniers étangs ont gardé un débouché direct sur l'Océan jusqu'à une époque récente.

La représentation de ces débouchés sur la carte du XVIII^e siècle pourrait faire croire que les estuaires des cours d'eau de Sanguinet (étang de Cazaux) et de Parentis (étang de Biscarosse) étaient encore largement ouverts.

Mais le fait que les bourgs de Cazaux, Sanguinet et Parentis sont représentés sur la rive même de ces estuaires, laquelle est à l'altitude de 20 mètres, prouve que les étangs avaient à ce moment une étendue voisine de celle d'aujourd'hui. Il faut se représenter par conséquent leur débouché, non comme un estuaire ouvert, mais comme un chenal de déversement à forte pente, traversant la chaîne dunaire, analogue aux « courants » de Mimizan, d'Huchet, etc..., des étangs du littoral des Landes.

Le « courant » de l'étang de Cazaux était obstrué au début du XIX^e siècle de sorte que les deux étangs avaient un débouché unique sur l'Océan.

Au début du XIX^e siècle la partie médiane A de cet étang unique (fig. 43, III), large de 1 kilomètre environ, commença à se combler par l'apport des sables des périodes de crues de l'étang de Cazaux. Les cartes marines de 1825 et de 1831 montrent que plusieurs bancs allongés dans le sens du courant obstruent presque complètement les deux extrémités de cette dépression. En 1856, la séparation des étangs est terminée; il ne reste comme témoin de l'ancienne communication que le petit étang de Biscarosse.

Le petit étang du Cousseau, au Nord du Moutchic, dans le marais de Talaris, possède la même signification. *L'identité des résultats, c'est-à-dire des aspects géographiques actuels, fait penser que les phénomènes ont été les mêmes au Nord et au Sud du Bassin d'Arcachon. Au Nord, il y a eu seulement antériorité du fait que l'ensablement s'est fait plus rapidement.*

La seule différence réelle que l'on trouve entre l'étang de Hourtin et celui de Cazaux consiste dans l'emplacement des *dunes modernes*.

Les *dunes primaires* occupent la même position par rapport aux anciens estuaires. Mais les *dunes modernes*, s'avancant davantage au Nord, coupent le fond des estuaires à la cote de + 3 m. 50 tandis qu'au Sud elles ne dépassent pas la cote de — 3.

Cela explique que le fond de l'étang de Cazaux renferme des Diatomées marines qui existent encore dans le Bassin d'Arcachon, tandis que dans l'étang de Hourtin on ne trouve que des espèces d'eau douce.

Pour que la position de l'étang de Cazaux, par rapport au continent, fût exactement semblable à celle de l'étang de Hourtin, il aurait fallu que l'avance des dunes modernes atteignît, à Cazaux, la ligne m m' (fig. 43, III).

Mais cette progression fut empêchée par l'important massif de dunes anciennes de Cazaux. Ce massif a donc joué un rôle directeur dans la formation de l'étang et dans l'emplacement et l'évolution du littoral, au Sud du Bassin d'Arcachon.

Dans la région des étangs du Médoc, la chaîne des dunes modernes se trouve, sauf sur l'emplacement des estuaires, supportée par l'ancien sol néolithique. Au Sud de Lacanau-Océan et au Sud d'Arcachon à partir du Moulleau *M*, sa partie occidentale se trouve édifiée sur le territoire marin. La ligne de rivage *R'* représente donc une avance récente du continent par rapport à l'ancien rivage *R* (tracé simplement indicatif). C'est en cela que réside la seconde différence importante entre le littoral de la région des étangs de Hourtin-Lacanau au Nord et celui de la région des étangs de Cazaux-Biscarosse au Sud.

En définitive, la chaîne des dunes modernes s'est alignée sur les massifs des dunes anciennes en recouvrant partiellement les moins élevés, au Nord (Contaut, Talaris), et en s'adossant aux massifs importants du Sud (La Teste, Biscarosse).

HAUT-MÉDOC

LITTORAL DU BASSIN D'ARCACHON

De Lacanau-Océan au Cap-Ferret, le littoral constitué par la chaîne des dunes modernes ne possède aucun point de repère précis pour montrer les modifications de la ligne de rivage.

Tout ce que l'on peut dire est que la partie occidentale de la chaîne dunaire représente, comme au Sud d'Arcachon, un empiètement récent du continent sur le domaine marin.

On sait également que le Bassin d'Arcachon a constitué, entre Andernos et Arcachon, un estuaire largement ouvert au Nord et progressivement comblé par des dépôts marins au centre et par des dépôts éoliens sur les bordures.

Ce comblement était sensiblement achevé avant l'époque néolithique de sorte que le sable éolien a recouvert au Sud, d'Arcachon à l'Île des Oiseaux, les dernières couches marines de comblement.

La presqu'île du Cap-Ferret a commencé également à se former vers cette époque, rejetant progressivement l'embouchure de la Leyre vers le Sud. Cette rivière a dû ainsi s'ouvrir un passage plus au Sud entre Arcachon et l'Île des Oiseaux.

Le processus de formation du littoral s'est poursuivi ensuite dans le même sens, c'est-à-dire que l'allongement de la presqu'île du Cap-Ferret a fermé plus étroitement le Bassin à l'Ouest et rejeté ainsi son débouché vers le Sud.

Le stade le plus avancé de cette évolution littorale semble avoir été atteint au début du XIX^e siècle, après la dernière grande invasion du littoral par le sable.

Les anciennes cartes indiquent en effet que la pointe de la presqu'île ne dépasse pas le niveau d'Arcachon. La carte marine de 1831 montre une configuration très différente (fig. 43, IV). Un banc consolidé, protégé par des bancs émergeants, prolonge la presqu'île jusqu'au niveau du Pilat, ne laissant subsister qu'une passe profonde et étroite. Celle-ci formait un long chenal qui suivait la côte pendant qu'un second littoral, percé par la « passe Nord », se constituait à l'Ouest sur la bordure des bancs *b* et *b'*.

On avait là, en apparence, un stade avancé de la formation d'un canal de déversement analogue à celui des étangs littoraux du Sud : Mimizan, Léon, Soustons, etc...

Mais les conditions géographiques sont ici très différentes. Plusieurs causes tendent en effet à s'opposer à la fermeture du Bassin d'Arcachon.

Le bassin hydrographique qui alimente le Bassin est très étendu. La masse d'eau qui s'écoule par l'embouchure unique entretient nécessairement un chenal important que le flot de la mer utilise pour envahir la totalité du Bassin. La masse d'eau qui l'emplit

deux fois par jour produit en s'écoulant un courant de jusant rapide qui tend à approfondir et à élargir le chenal de sortie. Celui-ci, bien qu'encombré de bancs instables, comporte toujours une passe profonde.

Mais la raison principale qui s'oppose à la formation d'un « étang » d'Arcachon se trouve dans le fait que le Bassin tout entier appartient au domaine marin et que son comblement est très avancé.

Les modifications récentes du Bassin, en dehors de l'allongement de la presqu'île du Cap-Ferret, consistent dans le comblement de sa partie orientale et méridionale. Cet alluvionnement est particulièrement actif au débouché de la Leyre.

Mais il semble qu'il soit partiellement annulé, pour l'ensemble du Bassin, par un mouvement d'affaissement du sol. La station néolithique d'Andernos, qui se trouve recouverte par chaque marée, devait se trouver primitivement au-dessus de l'atteinte de la mer. Les restes de la cité gallo-romaine de La Mothe, à l'estuaire de la Leyre, ne devaient pas se trouver primitivement à un niveau d'inondation comme ils le sont aujourd'hui.

On ne peut dire s'il s'agit des dernières manifestations des déformations du sol d'âge miocène ou d'un simple phénomène de tassement. Le Bassin occupe en effet le centre d'un synclinal dans lequel se sont accumulés 1.000 mètres de terrains tertiaires, dont 200 environ d'âge miocène, détritiques et meubles, qui peuvent ne pas avoir trouvé encore une stabilité définitive.

En résumé, déversement des eaux de l'intérieur, action des courants de flot et de jusant, dépôt d'alluvions tendant au comblement et mouvement d'affaissement lent sont autant de phénomènes complexes qui agissent en étroite interdépendance et concourent à conserver aux rivages du Bassin une stabilité relative. On ne peut savoir laquelle de ces causes, devenant prépondérante, apportera des modifications importantes à la configuration actuelle. L'examen de la figure 37 semble toutefois indiquer que le comblement élève lentement le sol des parties occidentales et méridionales et tend à produire leur émerision à une échéance plus ou moins lointaine.

RÉSUMÉ ET CONCLUSION

Du Néolithique à nos jours, le sol semble avoir possédé une grande stabilité. Dans l'estuaire, le colmatage des bassins alluviaux s'est poursuivi et a atteint progressivement (a^{2c}) l'embouchure. Il s'est complété par la formation de nouveaux atterris-

sements sur les rives et à l'intérieur de l'estuaire. Les premiers ont abouti à l'agrandissement des plaines alluviales et les seconds à la formation d'îles dont on peut suivre le développement progressif pendant la période historique.

Du Moyen Age au XVIII^e siècle les dépôts furent particulièrement importants dans le haut-estuaire.

Pendant le XIX^e siècle et actuellement les atterrissements (a^{2d}) ont provoqué le rattachement de plusieurs îles à la rive médocaine du haut-estuaire et la formation de nouvelles îles et de bancs dans l'estuaire moyen.

La période qui va du Néolithique à nos jours est caractérisée sur le littoral par des phénomènes d'érosion qui ont fait reculer la ligne du rivage. L'érosion a été particulièrement importante dans le Bas-Médoc. C'est ainsi que la nappe alluviale externe est arrivée à former une falaise dont la destruction et le recul continuent encore sous nos yeux (vues 1 à 8).

Dans son avance la mer a refoulé les sables qui avaient été entassés sur la bordure littorale pendant la période précédente. Ils ont formé des dunes, dites *dunes modernes*, qui ont progressé vers l'intérieur sous l'action dominante des vents d'Ouest.

La formation puis la progression d'une chaîne dunaire a contribué, de la Pinasse à Saint-Isidore, à la protection de la bordure littorale véritable des alluvions anciennes. Il s'ensuit que, sur cette portion du littoral, on peut parler d'une fixité approchée de la ligne du rivage.

Au Sud, de Saint-Isidore à Lacanau-Océan, la ligne du rivage est formée par le sable éolien ancien et les niveaux tourbeux qui le recouvrent. La coupe V de la figure 42 et les vues 14, 15 et 16 prouvent que le rivage a reculé depuis l'époque Néolithique et que la mer continue son action destructrice pendant les phases de désensablement du littoral.

Enfin, dans la région du Bassin d'Arcachon, les sables éoliens ont formé sur l'alignement du littoral médocain un gigantesque cordon littoral qui a fermé à l'Ouest l'estuaire de la Leyre et formé ainsi un vaste bassin ouvert au Sud.

Les phénomènes que nous venons de décrire dans l'estuaire et sur le littoral sont provoqués par les déplacements des courants, fluviaux dans l'estuaire, et marins sur le littoral. Il n'est pas besoin pour les expliquer de faire intervenir des mouvements du sol contemporains.

En général l'érosion agit d'une manière, sinon permanente du moins très fréquente, dans la région du Bas-Médoc. Dans la partie moyenne, de Montalivet à Lacanau-Océan, elle est plus faible et plus espacée dans le temps. Enfin au Sud, les phases d'ensablement ont dominé et provoqué un comblement important.

Les lignes actuelles de l'estuaire et du rivage représentent ainsi un état d'équilibre instable qui se modifie sans cesse mais d'une manière très lente.

Les phénomènes auxquels nous assistons sont les mêmes que ceux qui ont produit la configuration actuelle.

TROISIÈME PARTIE

RELATIONS DES NAPPES ALLUVIALES DU MÉDOC

AVEC LES TERRASSES DU COURS MOYEN DE LA GARONNE ET DE LA DORDOGNE

Garonne.

ALLUVIONS ANCIENNES.

Nappe alluviale externe (fig. 44).

Nappe alluviale interne (fig. 44).

Région de Marmande (coupe A).

Région de Langon.

Région de Mazères-Saint-Macaire (coupe B).

Région de Sainte-Croix-du-Mont-Fargues (coupe C).

Région de Portets : Portets-Guillos (coupe D).

Comparaison des coupes A, B, C, D.

Terrasse moyenne.

Basse-terrasse (fig. 45).

ALLUVIONS MODERNES.

De Marmande à Castets.

De Gironde à Caudrot (fig. 46).

Région de Castets.

De Castets à Bordeaux (fig. 47).

CONCLUSIONS.

Tableau du synchronisme des terrasses.

Schéma montrant le raccordement des terrasses (fig. 48).

Dordogne (fig. 48 bis).

GARONNE

Il n'est pas dans le cadre de notre travail de décrire les terrasses alluviales du cours moyen de la Garonne, mais pour la clarté de notre étude il est indispensable de situer les nappes alluviales, que nous venons de décrire, dans la succession des

phases de creusement et d'alluvionnement qui ont été observées dans la partie moyenne du cours de la Garonne.

ALLUVIONS ANCIENNES

NAPPE ALLUVIALE EXTERNE (terrasses I, II, III)

Les différentes nappes alluviales de Marmande à Bordeaux sont représentées dans la carte de la figure 44. Nous allons brièvement caractériser chacune d'elles.

L'épais manteau d'alluvions qui couvre le plateau de l'Entre-deux-Mers, du Réolais et du Bazadais est représenté en courbes de niveau en prenant comme courbe directrice supérieure celle de 100 mètres. Bien que dans la partie occidentale de la Gironde on trouve des niveaux plus élevés (de 100 à 130 mètres), on peut considérer que sur les rives de la Garonne elle représente sensiblement l'altitude moyenne de la nappe alluviale externe. Au-dessous, l'érosion a taillé des pentes ou des talus plus ou moins accentués.

Le tracé de la courbe de niveau de 100 mètres montre d'abord que l'on avait primitivement une nappe alluviale continue; le creusement de la vallée de la Garonne et du bassin du Ciron est venu la découper.

Indépendamment des phénomènes d'érosion, la nappe alluviale externe s'abaisse régulièrement dans la direction de l'Ouest et du Nord-Ouest.

A l'Ouest de Bordeaux, elle n'est plus qu'au voisinage de 50 mètres. Nous avons vu d'autre part, dans l'étude du versant occidental, que dans la région du littoral du Bassin d'Arcachon, elle est descendue à — 34 mètres (sommet). Les coupes II, II^a (fig. 8), III (fig. 5), III^a (fig. 6) et IV (fig. 7) ont représenté cet abaissement.

NAPPE ALLUVIALE INTERNE (TERRASSES IV, V, VI)

Région de Marmande

Dans la région de Marmande, on trouve deux terrasses nettement caractérisées et déjà signalées par BLAYAC, MM. CHAPUT et REPELIN.

La première (IV) s'étale sur la rive gauche à une altitude absolue, qui s'abaisse de l'amont vers l'aval, de 75 à 65 mètres sur le bord externe, de 65 à 60 mètres dans la partie médiane et de 55 à 50 mètres sur le bord interne. Par rapport à la plaine alluviale moderne, l'altitude relative moyenne est de 55 mètres au bord externe, 50 mètres dans la partie médiane et 40 sur le bord interne. Le talus de 40 mètres *t* est fortement accusé dans le relief du sol jusqu'à Castets C.

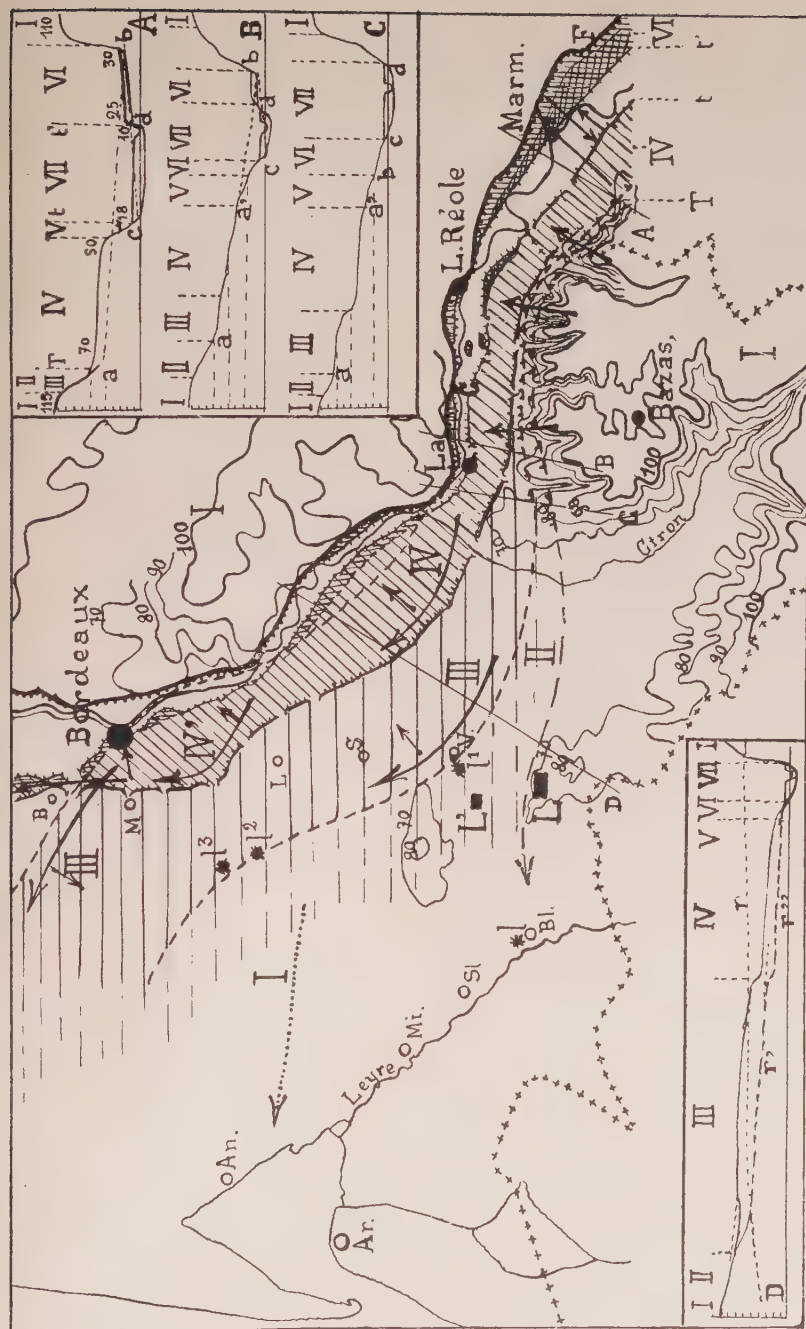


Fig. 44. — Les nappes alluviales de la Garonne de Marmande à Bordeaux.

Echelle : L = 1/720.000^e

I. Nappe alluviale externe (N, N' ; coupes II, II^a, II^b, fig. 8). — 100 — VII. Terrasses de Sautes, Saucats, Léognan. — IV, V, VI. Nappe alluviale interne. — VII. Alluvions modernes. — T, t, t' ; talus. — L, L' ; dépôts autochtones de lignite (Hostens, Saint-Magne). — I, I', I', I' ; dépôts allochtones de bois ligniteux (Bélie, Villagrains, Cestas, Gazinet). — Localités : Marm. ; Marmande. — La : Langon. — B : Blanquefort. — M : Mérignac. — L : Léognan. — V : Villagrains. — Bl : Bélie. — Sl : Salles. — Mi : Mios. — An : Andornos. — Ar : Arcachon. — A, B, C, D, coupes. Echelle : H = 1/10.000^e.
A, B, C, L = 1/280.000^e; D : 1/380.000^e.

La seconde terrasse (VI) est sur la rive droite. Elle forme une plaine étendue à une altitude moyenne de 30 mètres sur le bord externe et de 25 mètres sur le bord interne. Mais en la suivant du Sud au Nord, on remarque que ces expressions désignent seulement une position géographique et qu'elles ne s'appliquent pas à des dépôts contemporains.

Sur le bord externe, l'altitude relative de la terrasse VI, par rapport à la surface de la plaine moderne VII, est de 12 à 15 mètres; mais pour le bord interne, elle varie de 4 mètres à Fauguerolles à 15 mètres à Sainte-Bazeille. *Cette élévation montre que le fleuve actuel a recoupé la plaine alluviale antérieure en des parties différentes : de Marmande à Sainte-Bazeille, le talus appartient à la partie externe de la terrasse VI.* La partie interne, qui manque sur la rive droite, se trouve sur la rive gauche où ses restes forment les paliers de Fontet et de Bassanne et l'îlot de Barie.

A Fauguerolles, où la terrasse VI ne domine la plaine moderne que de quelques mètres, la partie interne et le talus limite sont formés de dépôts plus récents. Dans cette région, le fleuve s'est donc déplacé lentement en formant une nappe alluviale inclinée et en passant au cours actuel sans changement de direction important.

De Fauguerolles à Sainte-Bazeille, le fleuve actuel a ainsi recoupé des parties de plus en plus anciennes de la nappe alluviale. *La hauteur du talus dépend donc de l'importance du changement de direction du fleuve pendant deux phases d'alluvionnement successives.*

Le talus de 40 mètres de la rive droite se maintient avec une grande constance à la même hauteur; cela signifie que le fleuve actuel coule dans une direction sensiblement parallèle à celle du fleuve de la terrasse IV.

La différence d'altitude entre le sommet du talus *t* et le bord externe de la plaine alluviale de la rive droite est de 15 mètres. *Il manque donc dans la région de Marmande une plaine alluviale (V) correspondant au creusement qui avait abouti à un abaissement du cours de 15 mètres.*

On pourrait dire que le fleuve de la terrasse IV s'est encaissé sur place sans former de plaine alluviale. Mais on peut aussi admettre qu'il s'est déplacé de *a* en *b*, puis de *b* en *c* et enfin de *c* en *d*. *Les deux talus t et t' seraient dus non à un creusement sur place, mais à un recoupement des nappes alluviales anciennes par un cours plus récent. La hauteur du talus ainsi formé dépend de l'intervalle de temps qui sépare la formation des deux plaines alluviales qui viennent en contact.*

Dans la région de Marmande, le fleuve avait formé, dès l'origine,

une large plaine alluviale interne, tandis que vers l'aval il se trouvait resserré et retardé dans son creusement par ce que nous appellerons le défilé de Langon.

En amont, l'abaissement de son cours a été accompagné de déplacements latéraux importants. La formation de la plaine moderne suit la même loi : elle est formée de parties d'âges différents dues au déplacement des méandres. Ceux-ci cessent en arrivant à Castets, à l'entrée du défilé de Langon. En même temps, on constate la disparition des terrasses alluviales anciennes de la région de Marmande.

Les îlots de Barie et de Bassanne, qui dominent de quelques mètres la plaine inondable, sont postérieurs à la basse *terrasse de Saint-Macaire*; leur fond rocheux est au-dessous du niveau de la plaine moderne, tandis que celui de la basse terrasse de la rive droite forme une petite falaise qui la domine.

Les deux îlots de Barie et de Bassanne sont les deux témoins, vers l'aval, de la partie interne de la terrasse de Fauguerolles.

De Castets à Langon, les dépôts appartenant à la dernière phase de creusement ont été détruits. A partir de Langon, ils s'abaissent progressivement avec leur fond rocheux et sont recouverts par les alluvions modernes. Ce sont les graviers à galets qu'on trouve dans la région de Bordeaux sous les argiles de comblement de — 10 à — 15 mètres (lit majeur) et de — 15 à — 20 mètres (lit mineur). Nous en avons fait la nappe alluviale a^{2d}.

Région de Langon

Mazères-Saint-Macaire (coupe B). — De Castets à Langon, la largeur de la plaine alluviale interne se trouve réduite de moitié par rapport à la région précédente. Sur la rive gauche, le talus T de 40 mètres, qui séparait la nappe alluviale externe de la terrasse IV, devient une pente atténuée. La terrasse IV n'est plus nettement distincte : elle est remplacée par des paliers discontinus dont le plus étendu, entre 50 et 40 mètres, continue la *terrasse IV de Marmande*. La route d'Auros à Langon le suit pendant plusieurs kilomètres, jusqu'aux abords de Langon. Près de la ville, on passe sur un autre de 25 mètres, dont le fond rocheux se trouve à une dizaine de mètres.

Ce dernier niveau faisait partie d'une plaine alluviale dont il reste un témoin important sur la rive droite, de part et d'autre de Saint-Macaire. Son altitude est en moyenne de 26 mètres sur le bord externe et de 15 mètres sur le bord interne.

Par rapport à la plaine moderne, ces nombres, en altitude relative, deviennent 18 et 7 mètres.

En résumé, dans la région de Langon, creusement, déplacement du cours vers le Nord et alluvionnement ont été des phénomènes continus. Il n'y a pas eu pour cette raison de formation de terrasses nettement individualisées et de talus bien marqués. A la fin de la période de creusement, le fleuve s'est déplacé de a en b, de b en c et de c en d.

Sainte-Croix-du-Mont-Fargues (coupe C). — A la sortie du défilé de Langon, la nappe alluviale interne commence à s'élargir. Les phénomènes de creusement et d'alluvionnement présentent des changements importants. Le talus T, de Roaillan vers Fargues, est remplacé par une pente atténuée. On trouve ensuite une plaine alluviale étendue, sensiblement circonscrite par la courbe de niveau de 70 mètres. Entre 70 et 60 mètres se trouvent des pentes d'érosion. Le fond rocheux est au voisinage de 55 mètres. L'altitude relative de cette nouvelle plaine alluviale III, qui est celle du vignoble du Sauternais, *est plus élevée d'une quinzaine de mètres que la terrasse IV, de Marmande. Elle se raccorde à la partie moyenne du talus T, celle qui, dans la région de Marmande, est comprise entre 80 et 100 mètres.*

La terrasse de Sauternes est limitée vers le fleuve par un talus net d'une quinzaine de mètres.

Au pied, vers 45 mètres, commence une plaine alluviale inclinée vers le fleuve avec des paliers étendus entre 40 et 30 mètres. Le talus limite du bord interne est discontinu. *Dans la coupe C, la nappe alluviale interne, qui forme une ébauche de terrasse entre 45 à 30 mètres et qui s'abaisse ensuite jusqu'à la plaine moderne, correspond à la terrasse IV de Marmande et au talus t (V).*

Région de Portets : Portets-Guillos-Groupe de Curton (coupe D)

La vallée du Ciron, largement ouverte et profondément creusée, interrompt la continuité de toutes les nappes alluviales. Sur la rive gauche, on retrouve, autour de Landiras et de Budos, un fond rocheux qui, par la nature et l'altitude des terrains, continue celui de la région de Sauternes.

Il supporte une nappe alluviale qui s'étend jusqu'au Gua-Mort (Villagrains-Saint-Morillon) à une altitude moyenne de 70 mètres dans sa partie externe et de 55 mètres sur le bord interne.

Par sa position et son altitude elle prolonge la terrasse III du Sauternais. Au delà du Gua-Mort elle se confond avec la terrasse de Saucats-Léognan.

Entre Saint-Michel-de-Rieufort et Saint-Morillon, elle s'abaisse rapidement de 55 à 40 mètres par une pente assez accentuée, mais qui prend rarement le relief d'un talus abrupt.

On trouve ensuite une plaine alluviale largement étalée entre 35 et 25 mètres. Enfin elle descend par paliers jusqu'à 15 mètres, altitude à laquelle on rencontre son fond rocheux.

Vers le Sud-Est, elle s'étale largement sur le territoire de la commune d'Illats et se raccorde sur l'autre rive du Ciron avec le niveau IV de la coupe précédente.

Vers le Nord-Ouest, simplement interrompue par la vallée du Gua-Mort, elle se développe à la même altitude jusqu'à Saucats.

Vers le fleuve elle forme un premier palier vers 30 mètres, puis, s'abaissant rapidement de 30 à 20 mètres, un second incliné vers le fleuve, de 20 à 10 mètres. *Ces aspects se trouvent représentés dans la partie droite de la coupe II (fig. 8).*

En résumé, le profil de la coupe D reproduit sensiblement celui des coupes II et II^a (fig. 8). Il n'en diffère que par le grand étalement de la terrasse IV. Cette similitude montre que la terrasse de 55-60 de la région de Marmande se prolonge vers l'aval par la nappe alluviale interne de la région de Bordeaux.

COMPARAISON DES COUPES A, B, C, D (fig. 44)

Le caractère dominant des nappes alluviales représentées dans les coupes A, B, C, D est leur abaissement vers l'aval. La conséquence de ce fait est *qu'on ne peut pas admettre le raccordement des terrasses alluviales adopté par BLAYAC et M. CHAPUT.*

1° *La terrasse moyenne de BLAYAC ou terrasse de 55-60 de M. CHAPUT se continue vers l'aval, non par les terrasses de Léognan et de Mérignac, mais par celle de Bordeaux.*

En effet, en observant exclusivement la nappe alluviale externe sur son bord interne fortement démantelé par l'érosion, BLAYAC et M. CHAPUT ont pu parler d'une terrasse de 45 mètres. Mais en réalité les dépôts attribués à cette terrasse font partie (coupes I, I^a, I^b) d'une nappe alluviale étalée à 60 mètres, soit à 57 mètres au-dessus de la plaine moderne.

Il devient dès lors impossible de concevoir la formation d'une nappe alluviale d'un fleuve actif, parfaitement horizontale sur une distance de 100 kilomètres, alors que la plaine moderne, dans la partie active de son cours, de Marmande à Castets, s'abaisse de 12 mètres avec une pente de 0 m. 20 par kilomètre.

En attribuant cette même pente au fleuve de la *terrasse de 55-60 de Marmande* on devrait trouver un abaissement de 20 à 25 mètres entre Marmande et Bordeaux. C'est bien ce qu'on observe : la terrasse de 55-60 s'abaisse progressivement à 25 mètres, à Bordeaux. Son abaissement de 30 à 35 mètres représente une inclinaison sensiblement plus élevée que celle de la plaine moderne de Marmande à Castets, parce que le fleuve qui l'a formée avait une pente plus forte. La grosseur des éléments de la *terrasse de Mérignac* en est la preuve.

2° *La basse-terrasse du cours moyen de la Garonne ou terrasse de Fauguerolles, de M. CHAPUT, ne se raccorde pas avec les basses-terrasses de l'estuaire représentées, près de Bordeaux, par la terrasse de Bruges.*

BLAYAC et M. CHAPUT n'ont pas tenu compte du fait qu'on ne peut comparer l'étiage d'un fleuve actif à celui d'un fleuve ayant dépassé son niveau de base ou, si l'on préfère, une plaine alluviale moderne construite par un fleuve actif à une autre due à un remblaiement.

Ce qui est comparable, ce sont les nappes alluviales formées pendant la dernière phase de creusement qui a précédé la formation des plaines d'alluvions modernes, c'est-à-dire la terrasse de Fauguerolles et les graviers de Bordeaux et de l'estuaire qui ont été recouverts par des argiles de remblaiement.

La *terrasse de Bruges* s'étale 25 mètres plus haut (+ 15 à —10 mètres) que ces graviers et en est séparée par un creusement de 15 à 20 mètres. Elle est donc bien plus ancienne.

L'observation confirme cette interprétation. En partant de Bruges, vers l'amont, on voit le fond rocheux des terrasses *a*^{1°} s'élever graduellement, passer à + 2 vers Bègles et apparaître au-dessus de la plaine moderne à partir de Saint-Médard-d'Eyrans. Vers Portets, Cadillac et Rions il forme un talus de quelques mètres qui supporte une terrasse de 8 à 15 mètres d'altitude relative. Enfin, à Saint-Macaire, il s'est élevé à 12 mètres sur le bord interne tandis que la nappe alluviale qui lui est superposée s'étale de 20 à 25 mètres, soit 15 à 20 mètres au-dessus de l'étiage.

En continuant de s'élever, vers l'amont, ce fond rocheux devrait se trouver à Marmande, compte tenu du relèvement du profil, à une altitude de 30 à 35 mètres, c'est-à-dire nettement au-dessus de la surface de la *terrasse de Fauguerolles*.

Il convient de remarquer que l'inclinaison de 30 à 35 mètres du fond rocheux des terrasses a^{1c} entre Marmande et Bordeaux est également celle que nous avons relevée pour les terrasses a^{1b} .

Les faits que nous venons de citer, montrant la position des terrasses de Bruges et de Fauguerolles par rapport à la plaine moderne, se trouvent représentés dans les trois coupes de la figure 45, ci-dessous :

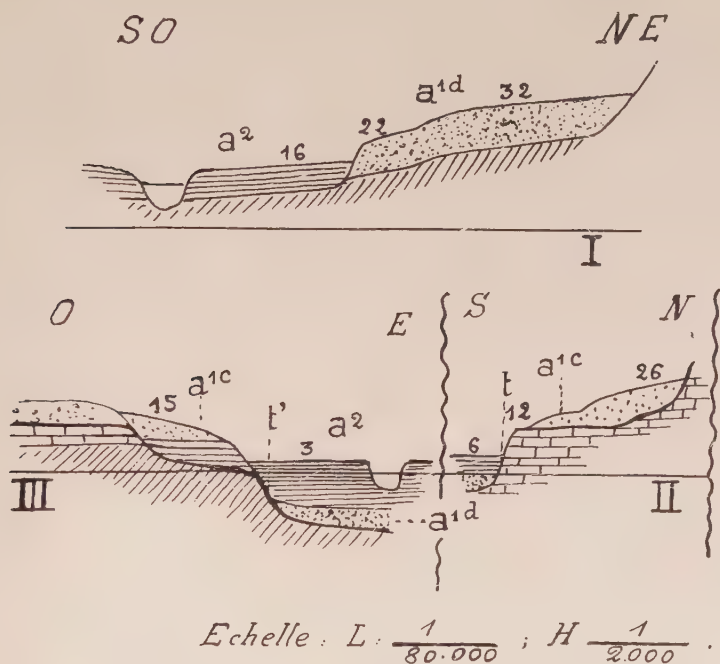


FIG. 45. — Positions respectives des terrasses a^{1c} et a^{1d} de Marmande à Bruges.

I. Marmande-Lougueville (entre Fauguerolles et Marmande). — II. Terrasse de Saint-Macaire. — III. Région de Bruges.

Enfin la paléontologie prouve la séparation très nette de la basse-terrasse de Bruges de celle de Fauguerolles.

Les niveaux semblables à cette dernière, vers l'amont (Layrac et Pinsaguel), ont livré une faune caractérisée par *Elephas primigenius* var. *siberica* (d'après M. CHAPUT).

La terrasse de Bruges renferme à sa base une faune bien

antérieure, caractérisée par *Elephas antiquus*, mutation ancienne (d'après MM. BALLAND et VIRET).

Au point de vue paléontologique, l'*Eléphant de Bruges* est séparé de celui de Layrac et de Pinsaguel par une longue période pendant laquelle ont vécu la mutation récente de l'*Eléphant antique* et la forme ancienne du Mammouth.

On peut situer le niveau de l'*Eléphant de Bruges*, au point de vue altimétrique, par rapport aux phases générales de creusement dans le cours moyen du fleuve.

A Bruges même la terrasse a^{1c} s'étale 25 mètres plus haut que la terrasse a^{1d} (+ 15 et — 10). Mais à Marmande, le fleuve ayant continué son creusement, la terrasse de Fauguerolles a^{1d} domine d'une dizaine de mètres la plaine moderne.

Dans le cours moyen de la Garonne la terrasse qui renfermerait l'Eléphant de Bruges serait par conséquent une terrasse élevée de 35 mètres au-dessus de la plaine moderne ou de 40 mètres au-dessus de l'étiage. La position altimétrique d'une telle terrasse explique les caractères archaïques de sa faune.

Elle prouve également l'attribution que nous avons faite des graviers de l'estuaire à une plaine alluviale antérieure au Quaternaire moderne.

ALLUVIONS MODERNES

L'étude de la plaine d'alluvions modernes, en amont de Bordeaux, montre le rôle joué par les déplacements du cours dans la formation d'une nappe alluviale. C'est à ce titre que nous en ferons une description détaillée.

Castets occupe sur la Garonne une situation particulière par le fait que l'action des marées se fait sentir jusqu'à ce point. En amont, les phénomènes d'alluvionnement sont dus au cours actif d'un fleuve de faible pente. En aval, le dépôt des alluvions est soumis à l'action des courants de refoulement venant de l'estuaire.

DE MARMANDE A CASTETS (fig. 46)

De Gironde à Caudrot

Nous étudierons d'abord la région de Gironde-Caudrot située en amont de Castets. L'abaissement du niveau du fleuve, de Marmande au confluent du Dropt, à 5 kilomètres en amont de Castets, est de 5 mètres, ce qui correspond à une pente moyenne de 0 m. 20 environ par kilomètre, ou de 0 m. 15 si on tient compte des méandres.

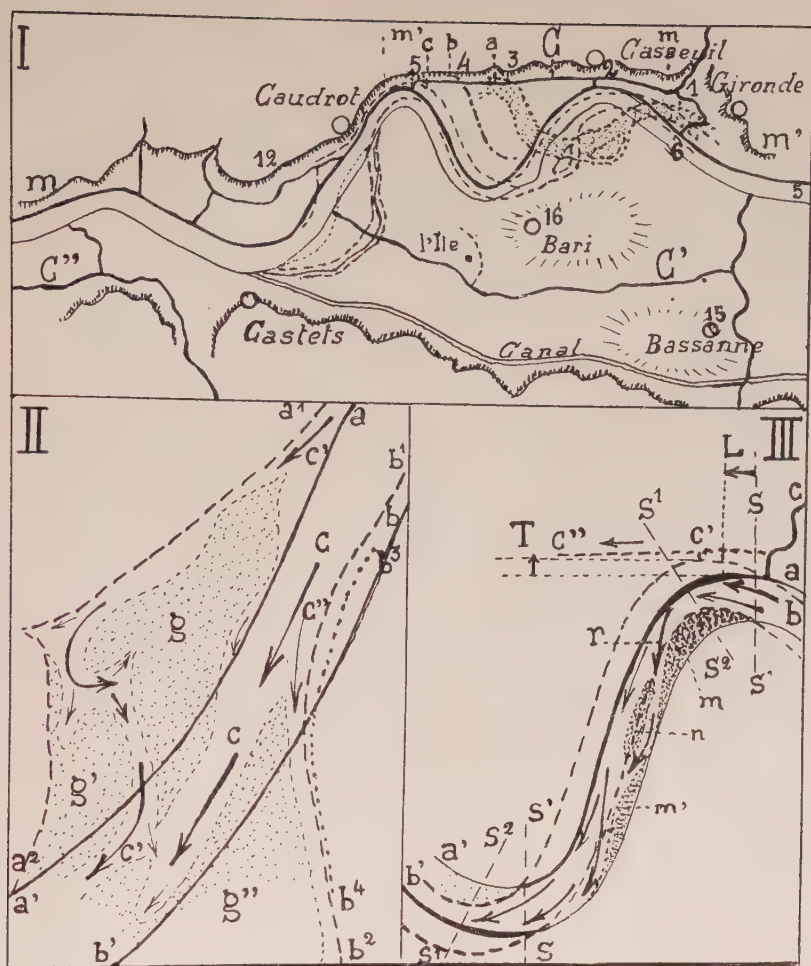


FIG. 46. — I. La vallée de la Garonne dans la région de Castels.

Echelle : 1/80.000°.

Cours de la Garonne : a en 1780; b ----- en 1806; c ——— en 1822; ——— en 1840. — Confluent du Dropt : 1 en 1780; 3 en 1806; 4 en 1822; 5 en 1840; 6 actuel.

II. Branche descendante du méandre de Caudrot.

Echelle : 1/13.333°

a a' : rive aval actuelle; a' a' : rive aval en 1822. — b b' : rive amont actuelle; b' b' : rive amont en 1822 (b' b' en 1806). — g g' g'' : bancs de gravier. — c c' c'' : direction des courants; le courant direct c prédomine.

III. Schéma de la progression d'un méandre.

a a' : position initiale de la rive. — b b' : position après érosion : le méandre se déplace latéralement et longitudinalement. — r : direction des courants. — m : cailloutis. — n : graviers. — m' : sables et vases. — c' c'' : déplacement du confluent du cours d'eau c. — Erosion et alluvionnement se produisent selon S' S' à l'aval du sommet S S' du méandre (Loi de l'écart).

(Les données des figures I, II, III sont tirées d'un mémoire manuscrit de M. CLAVEL communiqué par M. NEUVILLE.)

De Gironde à Caudrot, le cours de la Garonne forme deux méandres dont les boucles nord sont au niveau de Casseuil et de Caudrot.

Ces méandres appartiennent au cours de la Garonne fixé en 1840 par la construction de digues riveraines.

Antérieurement, les méandres étaient très instables. De 1780 à 1840 le méandre de Caudrot avait occupé successivement les positions *a* (1780), *b* (1806), *c* (1822) (d'après M. CLAVEL).

Le mécanisme du déplacement se trouve expliqué par le schéma de la figure III.

Creusement. — Si l'érosion se localisait au sommet de la courbe suivant la ligne *S S'* le méandre se déplacerait transversalement jusqu'à la bordure rocheuse de la plaine alluviale.

Mais, d'après la loi dite *loi de l'écart* (M. FARGUES), « la profondeur maximum du lit du fleuve est à l'aval du sommet concave et la profondeur minimum à l'aval du sommet convexe » : le creusement et l'alluvionnement se produisent dès lors sur la ligne *S¹ S²* et non sur la ligne *S S'*. Le résultat est un *déplacement du méandre dans le sens longitudinal*.

Les phénomènes d'érosion sur la rive aval provoquent ainsi une progression du méandre simultanément dans le sens transversal *T* et longitudinal *L*.

Dans le sens transversal le sommet du méandre tend à détruire la plaine alluviale antérieure en formant un talus abrupt. Parfois cette plaine est emportée en totalité. Mais il arrive souvent que son fond rocheux résiste à l'érosion et forme une falaise verticale limitant la nouvelle plaine alluviale.

Le talus m m' (fig. 46, I) a été produit par le déplacement longitudinal des méandres progressant de l'amont vers l'aval en vertu de la loi de l'écart. Il est probable qu'on se trouve là en présence d'un phénomène général qui a dû se produire d'une manière permanente pendant le creusement des vallées et la formation des plaines alluviales.

Les falaises rocheuses verticales qui limitent certaines plaines alluviales de la Gironde auraient été produites par conséquent, non par l'encaissement sur place d'un cours de direction constante, mais par le déplacement des méandres.

Alluvionnement. — Pendant la progression de la rive aval du méandre, la rive amont, restée en arrière, était le siège de phénomènes d'alluvionnement très complexes. Les dépôts arrachés à la plaine alluviale par la progression du méandre de l'aval venaient se déposer contre cette rive. Au sommet convexe le courant, progressi-

vement amorti, laissait déposer les éléments les plus grossiers, galets, cailloux et graviers *m* (fig. 46, III).

Mais un courant de retour *r* revenait vers la rive amont isolant ainsi, au milieu du fleuve, une zone de calme où se déposaient des sables qui formaient un haut-fond puis une île *n*.

Le courant de retour, après avoir heurté la rive amont, rejoignait le courant principal, isolant une nouvelle zone de calme où se déposaient des sables et des vases *m'*.

Dans une phase postérieure, la rive aval progressant, le courant de retour n'atteignait plus la rive amont : le bras qui séparait l'île *n* de cette rive se comblait. La nouvelle rive amont s'alignait sur les bancs *m m'* ce qui amenait parfois la destruction de la partie aval de l'île *n*.

Ces phénomènes se sont produits d'une manière permanente. Sur la rive amont des cours successifs de la branche descendante du méandre de Casseuil, l'alluvionnement a présenté ces différents stades (fig. 46, I).

Les éléments de la plaine alluviale ainsi reconstruite sur la rive amont de la branche descendante provenaient en grande partie de la rive aval de la branche ascendante du méandre.

La plaine alluviale s'est trouvée ainsi détruite et reconstruite chaque fois qu'un méandre est repassé au même point; le fait a dû se produire un grand nombre de fois. Les dépôts, brassés et reclassés, ont ainsi progressé lentement vers l'aval en même temps que les méandres. Pour le méandre de Caudrot la progression de la plaine alluviale a atteint 1 kilomètre en 60 ans.

Les positions successives occupées par le méandre de Caudrot, de 1780 à 1822, sont représentées dans la figure 46, I. Son sommet est passé de *a* en *c*.

La progression du méandre est encore marquée par le déplacement du confluent du Dropt, lequel, suivant nécessairement le déplacement de la rive, avait occupé successivement les positions 1, 2, 3 (1780), 4 (1806) et 5 (1822). Le confluent 6 est de date récente. Le cours *C* est un cours témoin. Sur la rive gauche le cours *C'* est également le témoin du déplacement vers l'aval de la branche descendante du méandre.

En amont, dans la région de Marmande, la constance de cours témoins comme *C*, *C'*, *C''* montre que la progression des méandres dans le sens longitudinal, avant la fixation des rives, était un phénomène général.

Rôle des crues. — Les crues périodiques recouvrent la plaine alluviale d'une épaisseur d'eau variant de 1 à 5 mètres. De 1904 à 1912 les crues annuelles ont atteint respectivement : 8 m. 41, 8 m. 35, 8 m. 20, 8 m. 04, 9 m. 07, 8 m. 15, 8 m. 25, 8 m. 75, 8 m. 49. La

hauteur moyenne de la crue est de 8 m. 25. A partir de cette hauteur les digues construites en 1840 cessent de jouer leur rôle protecteur. Quand la crue atteint 9 mètres et exceptionnellement 10 mètres, la plaine alluviale moderne est recouverte.

Les crues déposent des éléments plus ou moins grossiers suivant la direction des courants. On ne peut se guider sur les phénomènes actuels pour comprendre ceux du passé car la construction des digues riveraines a profondément modifié la distribution des courants du lit majeur inondé.

Dans la région qui nous occupe, l'élément dominant des dépôts de crue est un limon argileux jaunâtre. Les sables et les graviers ne se trouvent qu'au voisinage du lit majeur. Ce que nous avons dit de la progression des méandres prouve que la plaine alluviale ne s'est pas formée par la superposition d'alluvions de crues.

Ces dépôts, après une période plus ou moins longue, ont été repris par les méandres et reclassés avec les matériaux antérieurs.

Les parties de la plaine qui ont échappé pendant une longue période à l'action des méandres ont pu arriver à être hors d'atteinte des inondations. Deux ordres de faits ont concouru à ce résultat : l'exhaussement de la plaine par les dépôts des crues et l'abaissement du lit du fleuve sous l'action du creusement du sommet concave des méandres.

C'est ainsi que s'est constituée une plaine alluviale dont la surface forme un plan faiblement incliné vers le fleuve et un peu plus élevé que la plaine actuelle inondable. Cette situation se rencontre dans la région de Marmande, entre Couthures et Caumont.

Si un méandre vient recouper longtemps après cette plaine alluviale il peut, ou la détruire entièrement, ou en laisser subsister une partie soit sous forme d'îlots (Ilots de Barie et de Bassanne) soit sous forme d'une bande riveraine plus ou moins étendue (Terrasse de Fauguerolles).

Dans ces derniers cas les sommets des méandres taillent un talus dont la hauteur dépend de l'ancienneté de la plaine alluviale attaquée. Le talus t' de la région de Marmande résulte de la progression des méandres pendant la formation de la plaine alluviale moderne. Au moment où ils ont été fixés par la construction de digues, on voit que leurs sommets venaient appuyer fortement contre les talus t et t' .

Les phénomènes que nous venons de décrire ont dû se produire dans le passé sensiblement avec les mêmes caractères.

On peut donc penser qu'ils ont contribué, pour une grande part, à la formation des talus limite, des falaises riveraines et des plaines alluviales.

Région de Castets

La formation de la plaine alluviale moderne, dans la région de Castets, est due également, en partie, à la progression des méandres vers l'aval. L'existence sur le bord externe de cours témoins comme C'' en est une preuve.

Mais des conditions nouvelles interviennent. A Caudrot, le sommet du méandre, heurtant de front la falaise riveraine, ne peut plus progresser vers l'aval. Le courant de retour acquiert plus de force et entame plus profondément la rive amont. De là une branche descendante plus développée.

En même temps le rétrécissement du lit majeur dans le défilé de Langon et le refoulement des eaux sous l'influence du régime d'estuaire viennent modifier l'action des courants. La largeur inusitée du lit mineur dans la branche descendante du méandre de Caudrot est due à l'action concourante de ces différentes causes. Dans le lit mineur élargi les courants tourbillonnaires jouent un rôle prépondérant. Le croquis II (fig. 46) montre leur action dans le passage du cours de 1822 à celui de 1840 (cours actuel).

DE CASTETS A BORDEAUX (fig. 47)

La partie du cours située en aval de Castets est soumise au régime de l'estuaire. La plaine alluviale moderne continue à se former selon le mode d'alluvionnement déjà décrit dans la région de Macau.

On y trouve les phases suivantes : 1° formation de hauts-fonds et d'îles; 2° comblement des bras latéraux; 3° formation d'un nouveau cours par rectification des rives (croquis I et II de la figure 47 ci-dessous).

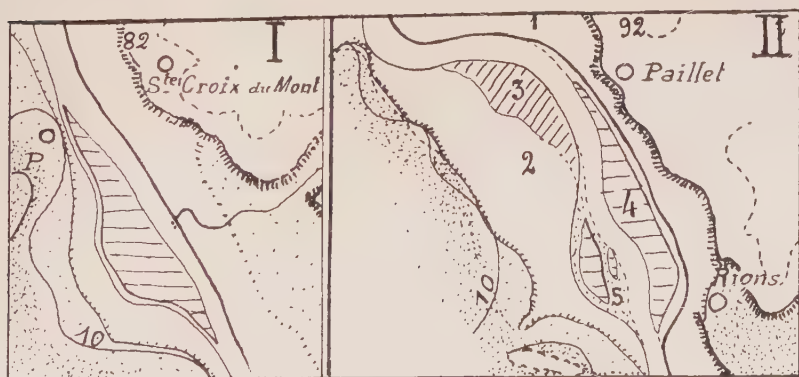


FIG. 47. — Formation de la plaine d'alluvions modernes en aval de Langon.

Dans la région de Rions-Paillet, on voit que la plaine alluviale se trouve constituée par des additions latérales successives. Le comblement est provoqué par les dépôts de l'amont retardés ou refoulés par le jeu des marées.

Ces phénomènes se sont produits de l'amont vers l'aval. La plaine moderne, de Castets à Bordeaux, s'est constituée avant celle que nous avons étudiée en aval de Bordeaux. Celle-ci s'est formée en partie pendant la période historique. Du Moyen Age au ^{xvii}^e siècle les atterrissements ont été particulièrement importants dans la région du synclinal de Bordeaux. Pendant les ^{xviii}^e et ^{xix}^e siècles ils ont prédominé dans le synclinal de Pauillac, de Blaye à Mortagne. *Les phénomènes actuels d'alluvionnement continuent ceux du passé selon le même plan général.*

CONCLUSIONS

Les relations des nappes alluviales du Médoc avec les terrasses de la Garonne sont représentées par le schéma général ci-contre (fig. 48) montrant la continuité des nappes alluviales de Toulouse à l'embouchure.

Nous avons représenté en pointillé jusqu'en *A B*, en amont de Bordeaux, le profil longitudinal des terrasses décrites par M. CHAPUT dans le cours moyen de la Garonne et en traits pleins les nappes alluviales que nous avons distinguées de *A B* à l'embouchure.

Entre *A B* et *C D* les traits discontinus figurent le raccordement des terrasses du cours inférieur avec celles du cours moyen.

La différence de position entre les traits en pointillé et les traits discontinus dans la portion du cours comprise entre A B et C D représente la différence d'interprétation entre notre conception et celle de M. CHAPUT.

L'examen de la figure 48 montre que la solution de M. CHAPUT suppose l'existence de niveaux marins correspondant aux niveaux des terrasses successives. La description de celles-ci dans le cours inférieur a montré que ces niveaux marins n'existent pas et que les nappes, dans leur ensemble, convergent vers l'embouchure ou, plus exactement, vers une embouchure située à l'Ouest du littoral actuel.

D'après cette interprétation, les relations des terrasses du Médoc avec celles de la Garonne, de Bordeaux à Marmande, peuvent être résumées dans le tableau suivant :

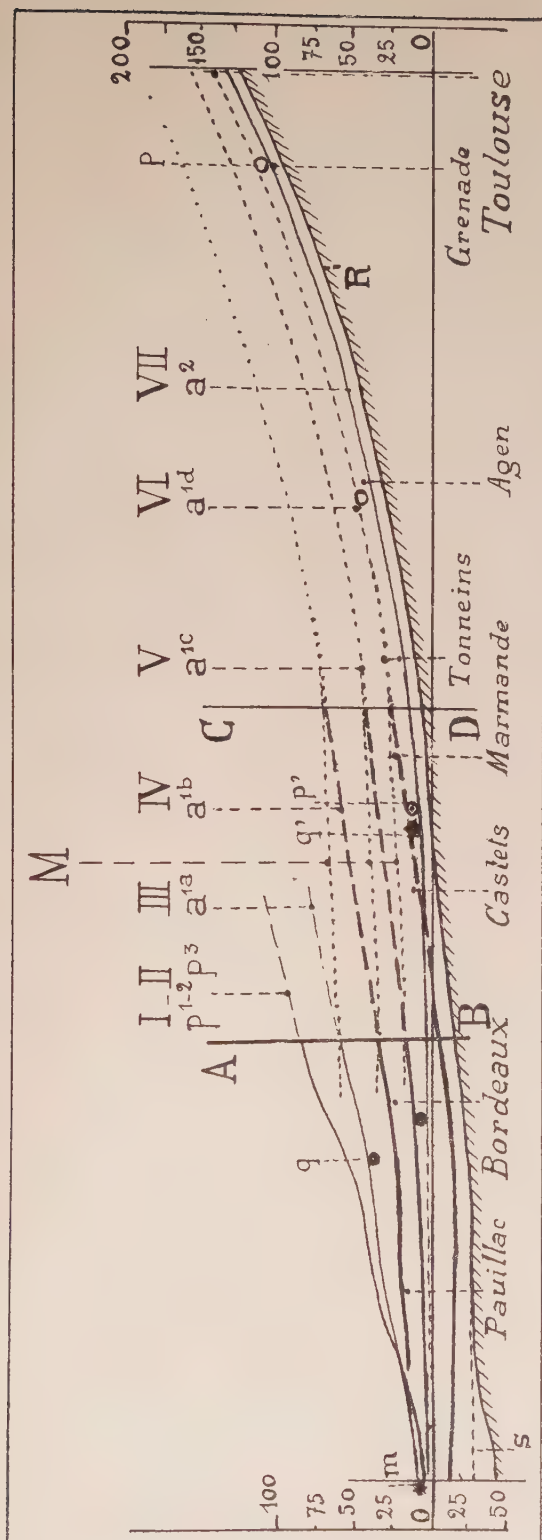


Fig. 48. — Profil longitudinal de la Garonne et des nappes alluviales.
Echelle : L = 1/2.000.000^e; H = 1/5.000^e.

I, II, ... VII : phases de creusement (coupes A, B, C, D de la figure 44). — p¹, p², a^{1a}, ... a² : nappes alluviales correspondant aux phases de creusement précédentes. — De l'embouchure à A B : partie étudiée dans le présent mémoire. — De A B à C D : partie du cours étudiée dans la III^e partie en vue du raccordement des nappes alluviales. — De C D à Toulouse : partie du cours dans laquelle les nappes alluviales sont situées d'après les travaux de M. CHAPUT. — s : surcreusement de l'embouchure. — B : fond rocheux. — p : *Elephas primigenius* var. *siberica* (Grenade, Layrac). — p' : *El. primigenius* mut. ancienne et q' : *El. antiquus* mut. récente (Gironde). — q : *El. antiquus* mut. ancienne (Bruges, Martignas). — m : *El. meridionalis* var. *romerensis* (Le Gurd). — M : position des nappes alluviales d'après M. CHAPUT.

PHASES DE craquement	RÉGION DE MARMADE	RÉGION DE LANGON	NAPPES ALLUVIALES DE BORDEAUX A L'EMBOUCHURE (RIVE GAUCHE)	INDICES ADOPTÉS
I	Nappe alluviale externe de l'Entre-deux-Mers, du Réolais et du Baza- dais.		<i>Terrasses de Cenon et de Lormont.</i>	p^{1-2}
II			Bordure orientale du Médoc, de Blanquefort à Listrac et de Saint-Laurent à la Car- donne. <i>Lignites d'Hostens.</i> <i>Argile du Gulp.</i>	
III	Talus T, de 90 à 75 mètres.	<i>Terrasse de Sauternes.</i>	<i>Terrasses de Saucats, Léognan, Mérignac.</i> Alluvions de la zone axiale et du versant occidental. Couche 3 du Gulp.	a^{1a}
IV	Terrasse de 55-60 de la rive gauche.	Paliers de 35-45. <i>Terrasse d'Illats.</i>	Paliers de 25-35 de Marcillac à Pessac. <i>Terrasses de Bordeaux, Mar- gaux, Pauillac, Saint-Estè- phe, Saint-Seurin.</i> <i>Terrasses de Soussans, Saint- Christoly, Jau.</i>	a^{1b1} a^{1b} a^{1b2}
V	Talus t Bord ext. de la ter- rasse de Faugue- rolles.	<i>Terrasses de Gironde, St-Macaire, Cadillac.</i>	<i>Terrasses de Bruges, Macau, Lamarque, Queyrac, Saint- Vivien.</i>	a^{1c}
VI	Partie mo- yenne et interne de la terr. de Fau- guerolles.	<i>Ilots de Barie et de Bas- sanne.</i>	Sables graviers et galets de la base des plaines d'alluvions modernes des deux rives de l'estuaire (a^{2a} de WELSCH et de M. DUBOIS).	a^{1d}
VII	1. Partie externe non inondable de la plaine moderne. 2. Partie inondable de la plaine moderne.		Argile bleue de l'estuaire. <i>Argile à Scrobiculaires</i> des plaines maritimes. <i>Argile jaune des mattes</i> des rives de l'estuaire et des îles en formation.	a^{2b} a^{2cd}

DORDOGNE INFÉRIEURE

La Dordogne sort du cadre de notre étude. Cependant, en raison du grand rôle qu'elle a joué dans la formation des dépôts de revêtement du Médoc, il est nécessaire de définir les rapports qui existent entre les nappes alluviales de son cours inférieur et celles de l'estuaire.

La Carte géologique, feuille Libourne, distingue plusieurs nappes alluviales. M. CHAPUT en précise la signification dans son étude de 1927 et en particulier dans deux coupes, l'une de Pomerol à Arveyres, l'autre dans la plaine moderne de Libourne.

La coupe synthétique de la figure 48 bis, qui résume les notations de la Carte géologique et les observations de M. CHAPUT, donne une idée exacte des phénomènes de creusement et d'alluvionnement qui se sont succédé dans le cours inférieur de la Dordogne.

La coupe générale de la figure 48 bis peut être rapprochée de celle de M. BALLAND [7, p. 220] de la région de Bruges, que nous avons reproduite dans la figure 21-I.

Le tableau suivant résume la comparaison des deux coupes et définit les raccords que nous adoptons.

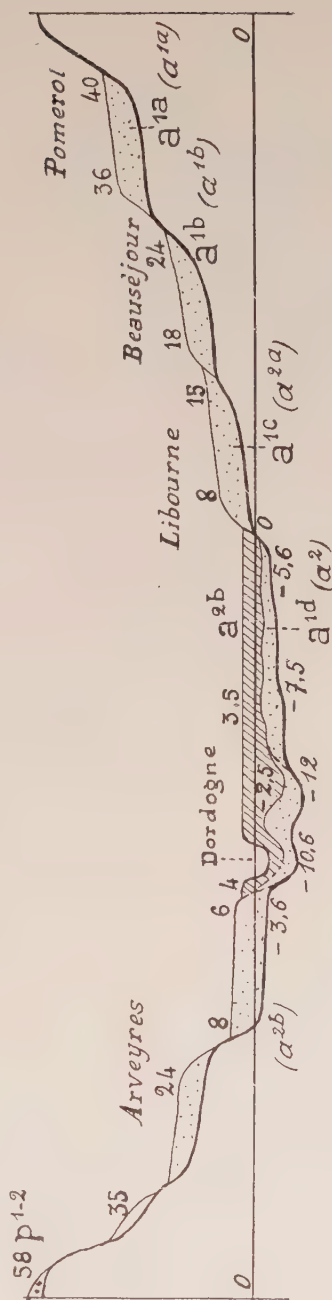


FIG. 48 bis. — Coupe de la vallée de la Dordogne à Libourne (d'après M. CHAPUT).
Les indices de M. CHAPUT sont mis en italique.

	GARONNE			DORDOGNE	
a^{1a}	<i>Terrasse de Mérignac</i>	Etagement : 40 - 45 ^m Fond roch. : 28 - 30 ^m	<i>Terrasse de Pomerol</i>	Etagement : 36 - 40 ^m Fond roch. : 28 - 30 ^m	
a^{1b}	<i>Terrasse de Bordeaux</i>	Etagement : 18 - 25 ^m Fond roch. : 10 - 15 ^m	<i>Terrasse de Beauséjour</i>	Etagement : 18 - 24 ^m Fond roch. : 10 - 12 ^m	
a^{1c}	<i>Terrasse de Bruges</i>	Etagement : 8 - 15 ^m Fond rocheux : zéro.	<i>Terrasse de Libourne</i>	Etagement : 8 - 15 ^m Fond rocheux : zéro.	
a^{1d}	Graviers inférieurs de la plaine moderne de Bordeaux	Surface : — 10 mètres Fond rocheux : lit majeur : — 12 - — 16 ^m lit mineur : — 16 - — 20 ^m	Graviers inférieurs de la plaine moderne de Libourne	Surface : — 3 - — 9 ^m Fond rocheux : lit majeur : — 5 - — 8 ^m lit mineur : — 10 - — 12 ^m	
a^{2b}	Argile de remblaiement.	Surface à + 3 mètres Epaisseur : 15 mètres.	Argile de remblaiement.	Surface à + 3 m. 50 Epaisseur : 6 mètres.	

COMMENTAIRE

Le parallélisme des différentes nappes alluviales est complet. M. CHAPUT l'a reconnu. Mais il réunit dans les alluvions modernes (a^2), les graviers (a^{1d}) et les argiles (a^{2b}). De plus, il rapproche les basses-terrasses de Libourne des alluvions modernes en les affectant des indices a^{2a} et a^{2b} . *Nous avons montré, au contraire, que ces basses-terrasses a^{1c} de la Garonne et de l'estuaire appartiennent à une phase de creusement qui se place dans la partie moyenne du Quaternaire ancien. Nous adoptons la même conclusion pour celles du cours inférieur de la Dordogne.*

Les différences de profondeur que l'on constate pour les nappes a^{1d} et a^{2b} tiennent à ce que Libourne, par rapport à la région Bordeaux-Bruges, est situé plus en amont.

Dans le cours de la Garonne, une position semblable des deux nappes alluviales se trouve réalisée entre Bordeaux et Langon.

En résumé, la position et la composition des nappes alluviales du cours inférieur de la Dordogne confirment les distinctions que nous avons établies dans l'estuaire et dans le cours inférieur de la Garonne. Elles prouvent également que la formation des nappes alluviales est due à des causes générales qui ont agi simultanément dans le cours moyen de la Garonne et de la Dordogne. Le résultat est un synchronisme très approché des différentes nappes alluviales.

RÉSUMÉ, EXPLICATION DES FAITS ET RÉSULTATS

Résumé.

Description.

Alluvions anciennes.

Nappe alluviale externe : *N* et *n*.

Nappe alluviale interne.

Alluvions modernes.

Sable des Landes.

Caractères généraux des dépôts de revêtement; tableau d'ensemble et figure 49.

Explication des faits.

Rôle des mouvements du sol dans la position des nappes alluviales, la composition des terrasses et la formation de la ligne actuelle du rivage.

Position des nappes alluviales (fig. 50).

Formation des terrasses.

Mouvements d'élévation.

Mouvements d'abaissement (fig. 51).

Formation de la ligne de rivage (fig. 52).

Phase d'élévation.

Phase d'abaissement.

Les causes de la formation des nappes alluviales.

Les modifications du profil d'équilibre.

La structure tectonique du synclinal girondin.

Les mouvements verticaux d'élévation et d'abaissement.

Les mouvements orogéniques.

Signification des mouvements pliocènes et quaternaires de la Gironde.

Relations des principaux faits décrits dans ce mémoire avec les grands faits du Pliocène et du Quaternaire de l'Europe occidentale.

Résultats (fig. 53-54).

Stratigraphie.

Tectonique.

Paléogéographie.

Résultats généraux.

RÉSUMÉ

Les terrains de revêtement du Médoc sont composés de trois sortes de dépôts : les alluvions anciennes, les alluvions modernes et le Sable des Landes.

DESCRIPTION

Alluvions anciennes

Les alluvions anciennes occupent deux positions : Une première nappe alluviale, très étendue, recouvre la partie médiane et occidentale du Médoc. Elle est située en dehors de la vallée actuelle et inclinée vers l'Ouest; nous l'avons appelée la « *nappe alluviale externe* ».

Cette nappe a été ensuite traversée par un fleuve de direction générale Sud-Nord qui s'est encaissé progressivement en conservant cette direction et en se déplaçant latéralement vers l'Est. Les alluvions anciennes déposées successivement pendant ce creusement et ce déplacement forment des terrasses étagées et inclinées vers le fleuve dont la réunion forme « *la nappe alluviale interne* ».

Nappe alluviale externe

Nous avons distingué deux nappes alluviales *N* et *n*. La *nappe N* recouvre la partie occidentale de l'Entre-deux-Mers et du Bourgeais et le versant occidental du Médoc, au delà de la zone axiale.

Elle moule les terrains tertiaires qui constituent son fond rocheux de telle sorte que celui-ci présente de grandes différences d'altitude. Il passe de 60 mètres en moyenne à l'Est, à 0 au Nord-Ouest (Le Gurp) et à — 75 mètres à l'Ouest (Cap-Ferret).

Cette forte inclinaison vers l'Ouest et le Nord-Ouest ne peut être due qu'à *un relèvement de la nappe alluviale, après sa formation, selon la direction NO-SE.*

La surface de la nappe alluviale est affectée des mêmes ondulations que le fond rocheux; on peut penser, pour cette raison, que la nappe alluviale N a été entraînée tout entière avec les terrains tertiaires sous-jacents dans des mouvements

du sol postérieurs à sa formation (coupes I^b, fig. 4; III, fig. 6 et IV, fig. 7).

L'épaisseur croissante des dépôts de l'Est à l'Ouest et leur grande puissance dans le centre du synclinal girondin montrent que *ces mouvements ont consisté dans un abaissement d'ensemble de la bordure occidentale et un affaissement de la partie centrale du synclinal.*

En raison de sa position et de ses caractères la nappe *N* a été rapportée au Pliocène inférieur et moyen. L'indice p^{1-2} désigne sa masse principale, l'indice p^3 a été réservé pour sa partie supérieure : *lignites d'Hostens* et *Argile du Gulp*.

Nappe n. — La nappe *n* peut être distinguée facilement de la précédente au Sud et au Nord du Médoc.

Au Sud, de Villagrains à Blanquefort, elle possède un fond rocheux incliné vers l'Est dans une direction opposée à celle de la nappe *N* et situé 20 mètres plus bas en moyenne (coupe II, fig. 4). A partir de la zone axiale du Médoc (Villagrains-Sainte-Hélène) elle recouvre la nappe précédente *N* fortement abaissée vers l'Ouest. *Ce recouvrement est la règle dans le Moyen-Médoc*, à l'exception d'une zone peu étendue sur la bordure orientale, de Blanquefort à Listrac et de Saint-Laurent à Lesparre (fig. 18).

Il peut être étudié en détail dans le Bas-Médoc grâce à un niveau ligniteux à l'intérieur et à la falaise littorale du Gulp (fig. 15 et 16).

La nappe *n*, comme la précédente, présente une *forte inclinaison vers l'Ouest et le Nord-Ouest, les mêmes variations d'épaisseur et les mêmes déformations. Ces caractères communs permettent de conclure que les deux nappes alluviales ont été affectées par les mêmes mouvements du sol : abaissement vers l'Ouest et le Nord-Ouest, élévation vers le Sud-Est et déformations suivant la structure tectonique du Bassin girondin.*

La nappe *n*, renfermant *Elephas meridionalis* var. *Cromerensis* à sa base (le Gulp) et *Elephas antiquus* mut. ancienne dans sa partie supérieure (Martignas), a été attribuée au *Quaternaire inférieur* et désignée par l'indice a^{1a} .

La formation de la nappe alluviale *n* est représentée dans la figure 18.

Nappe alluviale interne

La nappe alluviale interne se présente sous l'aspect de terrasses subhorizontales étagées et dues à un fleuve de direction Sud-Nord se déplaçant latéralement vers l'Est. Elle est représentée dans la figure 20.

Sa formation a comporté trois phases auxquelles correspondent trois plaines alluviales :

1° Le creusement dans les argiles mollassiques de l'Oligocène inférieur a atteint d'abord une quinzaine de mètres. Le déplacement du cours vers l'Est a été accompagné de la formation d'une plaine alluviale dont les restes forment les *terrasses a^{1b} de Bordeaux, Margaux, Listrac, Saint-Julien, Pauillac, Saint-Estèphe et Saint-Seurin*.

2° Des déplacements du cours et un nouveau creusement du fond rocheux d'une dizaine de mètres ont abouti à la formation d'une nouvelle plaine alluviale dont les lambeaux de la partie occidentale forment les *terrasses de Bruges, Macau et Lamarque* (indice *a^{1c}*).

Le passage des terrasses *a^{1b}* aux terrasses *a^{1c}* a été progressif (coupe III, fig. 22). Le talus de séparation, là où il existe, est dû à des changements de direction du cours du fleuve (coupes I, fig. 21 et II, fig. 22).

3° La troisième plaine d'alluvions anciennes est recouverte par les dépôts de remblaiement de l'estuaire. Elle est séparée de la précédente par un talus continu d'une quinzaine de mètres. Ces relations sont représentées dans la région de Bordeaux par la coupe II de la figure 21.

Les dépôts des trois plaines alluviales sont grossiers et renferment des niveaux de gros galets. *La grosseur des éléments alluviaux et l'importance des creusements successifs sont incompatibles avec la faible inclinaison des fonds rocheux. On peut déduire de ce caractère commun que les trois nappes alluviales ont été abaissées de l'aval vers l'amont postérieurement à leur formation.*

Les deux premières *a^{1b}-a^{1c}*, étroitement liées et renfermant encore *Elephas antiquus* mut. ancienne (Bruges), ont été rapportées au Quaternaire moyen.

La troisième *a^{1d}*, nettement distincte des précédentes et se raccordant vers l'amont avec les basses-terrasses à *Elephas primigenius*, doit être attribuée au Quaternaire supérieur.

Les alluvions modernes

Les alluvions modernes forment des plaines étendues dans la région de Bordeaux, du Bec-d'Ambès, d'Etauliers et du Bas-Médoc. Elles sont exclusivement constituées par des argiles de remblaiement d'une épaisseur de 15 mètres à Bordeaux, de 20 mètres à Ambès et de 12 mètres dans le Bas-Médoc. Leur base dans les mêmes régions est à — 10, — 15 et — 10 mètres. Elles sont nettement distinctes des sables grossiers de la nappe α^d qu'elles recouvrent.

Le lit majeur du fleuve qui les a déposées se trouve à — 20 mètres à Bordeaux, — 27 à Ambès, — 25 dans le moyen-estuaire et — 35-40 à l'embouchure.

L'homogénéité des argiles de comblement prouve que les conditions de la sédimentation sont restées les mêmes pendant toute la durée de leur dépôt.

Deux ordres de faits font penser que *leur formation est due à un abaissement du bassin de l'aval vers l'amont et non à une élévation du niveau marin.*

1° Leur épaisseur ne décroît pas régulièrement de l'embouchure à Bordeaux et leur base est sensiblement horizontale entre ces deux points (distance de 100 kilomètres).

2° L'embouchure ne présente pas un surcreusement équivalent au comblement de 35 mètres qui existe sur le littoral du Bassin d'Arcachon.

Enfin, l'inégalité d'épaisseur des dépôts de comblement, 12 mètres à l'embouchure et 35 mètres au Cap-Ferret, montre que *l'abaissement du bassin a été accompagné d'un affaissement de la partie centrale du synclinal girondin.*

Le Sable des Landes

L'expression Sable des Landes a été réservée exclusivement au sable quartzeux calibré, transporté et réparti par le vent. On distingue un sable éolien ancien et un sable éolien récent. La répartition du premier se présente sous trois aspects :

1° Dans la partie orientale du Médoc, les nappes alluviales sont à nu; le sable éolien ne se rencontre que dans les vallées.

2° Dans la partie médiane du Médoc jusqu'à la zone axiale et dans le Bas-Médoc, le sable éolien forme un revêtement uniforme d'une épaisseur de 0 m. 25 à 1 mètre.

3° Sur le versant occidental, de Hourtin au Nord à Audenge au Sud, il a rempli les dépressions constituées par les bassins hydrographiques creusés dans la nappe alluviale externe. Son épaisseur croît du Nord au Sud; elle est de 2 mètres au Sud de Hourtin, 6 mètres à Carcans, 10 mètres à Lacanau et 20 mètres à Andernos et à Taussat.

Sur les rives des ruisseaux qui forment un réseau hydrographique récent, le sable éolien est aïmoncelé en dunes dites *continentales* et que nous avons appelées *dunes fluviales* en raison de leur origine. A l'estuaire des principaux cours d'eau, ces dunes prennent un grand développement et forment de puissants massifs de dunes dites *anciennes* ou *primaires*.

Le sable éolien moderne forme la chaîne dunaire actuelle; sa limite occidentale ne dépasse pas la limite de la chaîne.

Le sable éolien est exclusivement un produit de l'érosion des alluvions anciennes et principalement de la nappe alluviale externe. Les coupes de la figure 19 montrent les différentes étapes de sa formation.

Abaissement du bassin et affaissement de la partie centrale du synclinal girondin, rupture de pente des cours d'eau par relèvement de leur niveau de base et accumulation des sables dans la partie inférieure de leur bassin, sont des phénomènes contemporains et en étroite interdépendance.

Les sables éoliens anciens ont été fixés avant le Néolithique par une végétation spontanée, due à la venue d'un climat chaud et humide. Leur formation doit être rapportée au Mésolithique.

Les phénomènes d'érosion littorale, accompagnés de l'accumulation et de la progression des sables, ont abouti à la formation des dunes modernes. Leur arrivée sur l'emplacement du littoral actuel, provoquant la formation des étangs, n'est pas antérieure au v^e siècle.

L'érosion et le comblement du littoral ont continué après cette date. Les coupes de la figure 42 et les vues 1 à 16 montrent les modifications actuelles de la ligne de rivage.

VUE D'ENSEMBLE ET CARACTÈRES GÉNÉRAUX DES TERRAINS DE REVÊTEMENT

Les principaux faits que nous venons d'exposer sont résumés dans le tableau suivant :

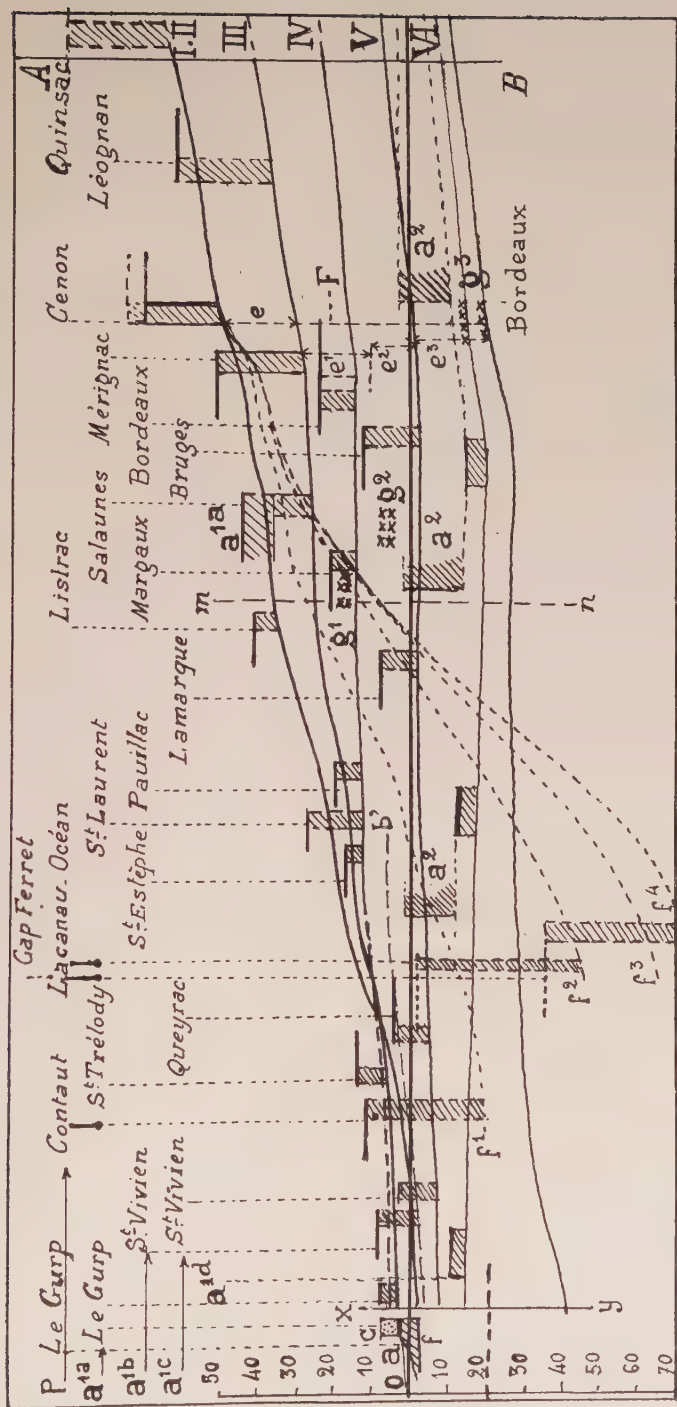


Fig. 49. — Position actuelle du profil longitudinal du fond rocheux des différentes nappes alluviales.
Echelle : 1/720.000^e.

I, II, III, IV, V, VI : phase de creusement (fond rocheux des nappes alluviales $p^{1,2,3}$, a^{1a} , a^{1b} , a^{1c} , a^{1d}). — f, f^1 , f^2 , f^3 , f^4 : abaissement de la nappe alluviale $p^{1,2,3}$ de l'embouchure au Cap-Ferret. — g^1 , g^2 , g^3 : dépôts de galets. — F : falaise de Lormont formée par les creusements successifs e (a^{1a} , 20 m.), e^1 (a^{1b} , 20 m.), e^2 (a^{1c} , 10 m.), e^3 (a^{1d} , 20 m.). (Dans la figure 50, les lignes e, e^1 , e^2 , e^3 , qui représentent les étapes de l'élévation de la terrasse de Cenon, sont dans un ordre inverse.) — a : argile du Gurd. — e : coupe du Gurd montrant la superposition de a^{1a} à p^3 . — x y : littoral.

PÉRIODES	NAPPES ALLUVIALES	MOUVEMENTS DU SOL	RESTES FOSSILES
Pliocène p^{1-2} p^3	Nappe N : terrasses de l'Entre-deux-Mers, du Bourgeais, du Bazadais et de la zone anticlin^e a' du Médoc. Argile du Gurp, lignites.	Elévation de l'amont; abaissement de la bordure occidentale et affaissement du centre du synclinal girondin.	Lignites d'Hostens
Quaternaire inférieur a^{1a}	Nappe n : terrasses de Sauternes, Saucats, Léognan, Mérignac, Salaunes. Argiles de la zone axiale, du versant occidental et du littoral.	Elévation du bassin; creusement de la nappe N et de son fond rocheux. Abaissement du bassin.	<i>Elephas meridionalis</i> var. <i>cromezensis</i>. (Le Gurp) <i>Elephas antiquus</i> (Martignas)
Quaternaire moyen a^{1b} ($a^{1b'}$) a^{1c}	Terrasses de Bordeaux, Margaux, Saint-Julien, Pauillac, Saint-Estèphe, Saint-Seurin. Terrasses de Soussans, Cussac, Valeyrac, Jau. Terrasses de Bruges, Macau, Lamarque.	Elévation progressive du bassin, d'abord rapide (creusement de 15 m.), puis plus lente accompagnée de déplacements du fleuve. Reprise de l'élévation du bassin, creusement de 10 mètres.	<i>Elephas antiquus</i> mut. ancienne (Bruges)
Quaternaire supérieur a^{1d}	Nappe alluviale de Bordeaux, Ambès, Saint-Ciers et du Bas-Médoc, recouverte par les alluvions modernes.	Elévation du bassin; creusement de 15 mètres à Bordeaux et de 7 mètres à l'embouchure.	<i>Elephas antiquus</i> <i>Elephas primigenius</i> (Gironde)
Quaternaire moderne a^{2b} a^{2c} a^{2d}	Argiles des plaines modernes de Bordeaux, Ambès, de Saint-Ciers, des bassins de la rive gauche et du Bas-Médoc. Argile à Scrobiculaires. Dépôt du Sable des Landes. Argile des mattes. Dunes modernes. Dépôts actuels.	Abaissement général du bassin, submersion de la bordure littorale et remblaiement de l'estuaire. Affaissement de la partie centrale du synclinal de Bordeaux. Phénomènes d'érosion et de comblement du littoral. Phénomènes actuels.	Mésolithique Néolithique Période historique

Les caractères généraux et la position des différentes nappes alluviales sont représentés dans la figure 49.

Les profils longitudinaux figurés sont ceux des fonds rocheux : la surface des nappes alluviales, en raison de l'inégalité de l'érosion, n'offre pas en effet des termes de comparaison assez précis. Les principales terrasses décrites sont représentées à leur altitude actuelle, avec leur épaisseur, et en relation avec leur fond rocheux.

Le fond rocheux de chaque nappe alluviale indique une position moyenne, obtenue en reliant les segments discontinus du fond rocheux des terrasses qui appartiennent à une même phase de creusement et d'alluvionnement.

L'ensemble des profils longitudinaux fait penser à des phases nettement distinctes, c'est-à-dire à une discontinuité du phénomène de creusement. La réalité est différente; cependant, il est exact que des nappes alluviales bien définies correspondent à des phases de stabilité relative séparant des périodes de creusement plus rapide. On peut par conséquent, sans fausser la réalité, caractériser les étapes de l'évolution du fleuve en retenant seulement les premières et en faisant abstraction des périodes intermédiaires.

D'après ces données, la figure 49 fait ressortir :

1° La forte inclinaison et les déformations des nappes N et n (p^{1-2-3} , a^{1a}).

2° La faible pente et l'abaissement de l'aval vers l'amont après leur formation des nappes a^{1b} , a^{1c} , a^{1d} .

3° La convergence des nappes alluviales vers l'embouchure.

4° L'affaissement de l'ensemble du système alluvial de l'estuaire par rapport au niveau marin actuel.

Nous avons rattaché ces caractères à des mouvements d'élévation et d'abaissement du bassin et à des déformations du synclinal girondin.

Les relations entre les nappes alluviales du Médoc et les niveaux de terrasses du cours moyen de la Garonne ont été résumées dans la figure 48.

Les différences qui existent entre notre interprétation et celle des auteurs précédents met en relief l'opposition de deux conceptions. La première, admise généralement aujourd'hui, explique les phénomènes de creusement et d'alluvionnement par des variations du niveau marin. La seconde, qui est la nôtre, les fait dépendre exclusivement des mouvements du sol. Cette opposition n'est elle-même que l'expression d'une autre,

plus profonde, qui porte sur la signification des faits généraux du Quaternaire.

Les explications qui vont suivre ont pour objet de justifier cette seconde interprétation et d'en préciser la portée.

EXPLICATION DES FAITS

ROLE DES MOUVEMENTS DU SOL DANS LA POSITION DES NAPPES ALLUVIALES, LA COMPOSITION DES « TERRASSES » ET LA FORMATION DE LA LIGNE ACTUELLE DU RIVAGE.

Position des nappes alluviales : essai de reconstitution des mouvements d'élévation et d'abaissement du cours inférieur de la Garonne pendant le Pliocène et le Quaternaire.

La figure 50 représente la position du fond rocheux des différentes nappes alluviales avant l'abaissement du bassin au Quaternaire moderne. Pour passer de la figure 49 à la figure 50, il suffit de placer le fond rocheux de la dernière nappe alluviale à la position qu'il devait occuper par rapport au 0 marin à la fin de la dernière période de creusement.

Nous avons admis, d'après l'inclinaison du fond rocheux et la nature des dépôts, que le fleuve qui avait formé la nappe a^{1d} devait avoir une pente moyenne qui ne pouvait pas être inférieure à 0,15 p. 1.000. Le fond rocheux de la nappe alluviale a^{1d} doit donc être remonté de la position VI' à la position VI. *Le relèvement croît de l'embouchure vers l'amont* : il est de 40 mètres à Bordeaux (de — 20 mètres à + 20 mètres).

Les fonds rocheux des nappes alluviales occupaient avant l'abaissement général les positions V, IV, III, II-I. *Ils y avaient été portés pendant que le fleuve, tendant à conserver son profil d'équilibre, creusait son lit à mesure que le sol s'élevait.*

La composition sensiblement identique des dépôts à la fin de chaque phase de creusement semble indiquer que le fleuve retrouvait son profil d'équilibre initial. L'écartement des fonds rocheux mesure donc d'une manière assez approchée l'importance de l'élévation du sol entre deux phases d'alluvionnement.

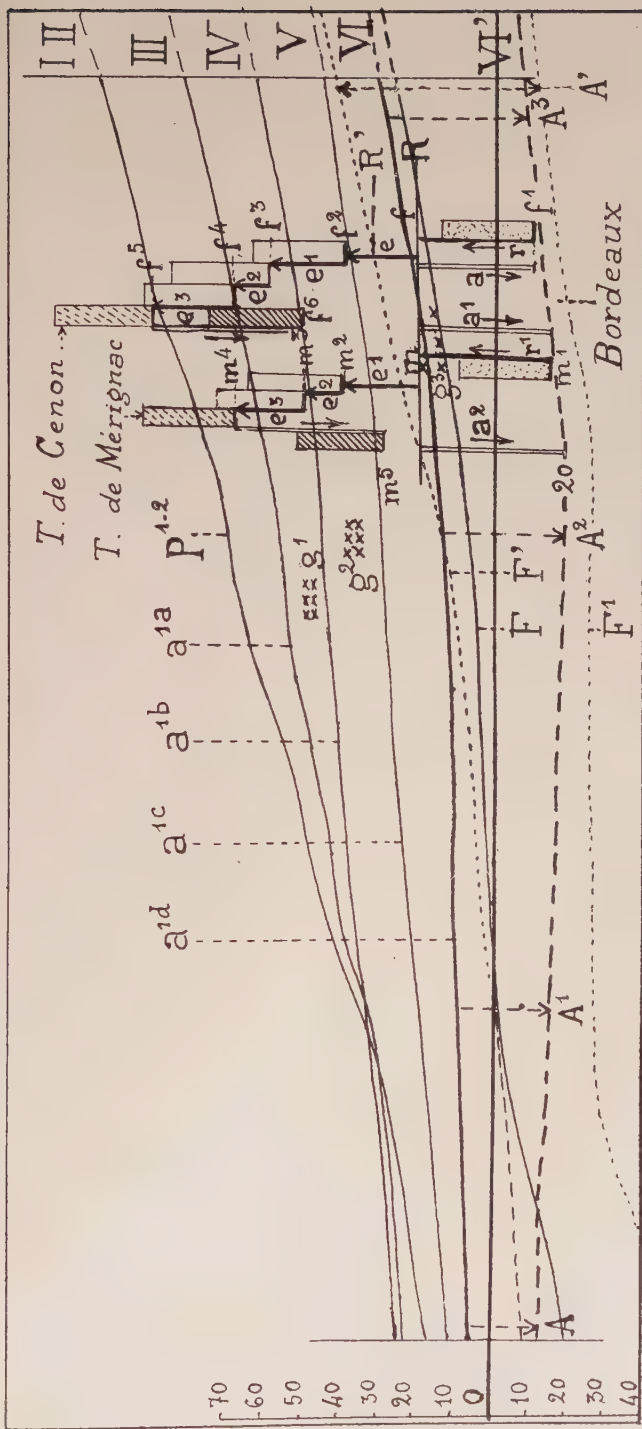


Fig. 50. — Position du profil longitudinal du fond rocheux des différentes nappes alluviales avant l'abaissement du Quaternaire moderne.

Echelle : 1/720.000^e.

I, II, III, IV, V, VI : phases de creusement (fond rocheux des nappes alluviales $p^{1,2}$, a^{1a} , a^{1b} , a^{1c} , a^{1d}). — f , f^1 , f^2 , f^3 , f^4 , f^5 : positions occupées successivement par la base de la nappe alluviale $p^{1,2}$. — m , m^1 , m^2 , m^3 , m^4 , m^5 : positions occupées successivement par la base de la nappe alluviale a^{1a} . — e , e^1 , e^2 , e^3 : creusement entre la formation de deux nappes alluviales. — a , a^1 , a^2 : abaissement. — r , r^1 : élévation. — g^1 , g^2 , g^3 : dépôts de galets. — F : position du fond rocheux VI avant un abaissement de 40 mètres à Bordeaux. — A , A^1 , A^2 , A^3 : abaissement croissant de l'aval vers l'amont. — F' : position du fond rocheux VI si l'abaissement avait été de 50 mètres à Bordeaux. — A' : abaissement plus grand que A^3 . — F' : position actuelle du fond rocheux du lit mineur (a^{1d}).

C'est d'après ces données que nous allons tenter de reconstituer les mouvements du sol dans la région de Bordeaux.

ALLUVIONS p^{1-2-3} (NAPPE N). Epaisseur 25 mètres

Les alluvions p^{1-2} ont une épaisseur de 25 à 30 mètres dans la région de Bordeaux et de 40 à 50 mètres sur le littoral du Bassin d'Arcachon. Comme la partie inférieure et moyenne des dépôts a sensiblement la même composition, on peut conclure que le comblement était compensé par un abaissement de même grandeur. Mais les dépôts du sommet étant plus fins que ceux de la base, le fleuve devait avoir à la fin de la période une pente plus faible qu'au début.

A la fin du dépôt de la nappe alluviale N (p^{1-2-3}), l'abaissement du fond rocheux devait être plus important que le nombre exprimant l'épaisseur des alluvions. Il était passé de f en f^1 ; son abaissement a avait été de 30 mètres (de $+ 20$ à $- 10$).

TERRASSES a^{1a} (NAPPE n). Epaisseur 25 mètres

Le fleuve qui forma les *terrasses de Léognan et de Mérignac* avait une pente au moins égale à celle du début de la phase précédente. Son fond rocheux se trouvant actuellement 20 mètres plus bas que celui de la nappe N , le fleuve avait dû traverser cette nappe et entailler son fond rocheux de 20 mètres. Cela suppose que la nappe N avait été élevée d'abord de 30 mètres, de f^1 en f puis en f^2 .

Le mouvement d'élévation du sol pendant le dépôt de la nappe n avait donc été de $r + e$ soit de $30 + 20 = 50$ mètres. Mais l'épaisse couche d'argile qui forme la partie supérieure de la nappe n indique un fleuve de faible pente et voisin de son niveau de base. A la fin de la période, l'altitude du fleuve à Bordeaux ne devait pas dépasser 10 mètres. Il s'était donc produit un abaissement du sol qui avait amené le fond rocheux de sa position initiale m à m^1 . La valeur de cet abaissement a^1 était par conséquent de 35 mètres.

TERRASSES a^{1b} , a^{1c} , a^{1d}

Ces trois terrasses correspondent à une phase générale d'élévation. Le fleuve qui les avait formées avait une pente assez

forte, ce qui indique que son fond rocheux se trouvait au moins en R . Il avait dû, pour l'atteindre, traverser d'abord la nappe alluviale a^{1a} , ce qui suppose que celle-ci avait été élevée de 35 mètres. A partir de ce moment le fond rocheux est creusé de ($e^1 = 20$ mètres), puis en m^3 et f^4 ($e^2 = 10$ mètres) et enfin en m^4 et f^5 ($e^3 = 20$ mètres).

Les dépôts des trois terrasses ayant sensiblement la même composition, on peut admettre que le fleuve conservait la même pente, c'est-à-dire que l'élévation du sol était du même ordre d'importance que le creusement. La base des terrasses a^{1a} et p^{1-2} se trouvait donc portée successivement en m^2 et f^3 ($e^1 = 20$ mètres), puis m^3 et f^4 ($e^2 = 10$ mètres) et enfin en m^4 et f^5 ($e^3 = 20$ mètres).

L'élévation totale du sol pendant la formation de la nappe alluviale interne avait donc été de 50 mètres ($e^1 + e^2 + e^3$), en partant de R , et de 85 mètres en y ajoutant l'élévation préalable du fond rocheux, de m^1 à R ($r' = 35$ mètres).

Par rapport au niveau marin (R étant à $+ 20$ mètres) la base des terrasses a^{1a} se trouvait à 20 mètres $+ e^1 + e^2 + e^3$, soit à 70 mètres, et celle des terrasses p^{1-2} à 20 mètres $+ e + e^1 + e^2 + e^3$, soit à 90 mètres.

ALLUVIONS MODERNES

Nous avons estimé à 40 mètres à Bordeaux l'amplitude de l'abaissement du bassin qui provoqua la formation des dépôts de remblaiement du Quaternaire moderne.

La base des terrasses a^{1a} et p^{1-2} se trouva abaissée d'autant et ramenée en m^5 et f^6 , soit à 30 mètres et 50 mètres. *C'est dans cette position qu'on les observe actuellement à Mérignac et à Cenon.*

Les autres nappes alluviales furent également abaissées de la même quantité. Par rapport au 0, les profils longitudinaux vinrent occuper la position qu'ils ont dans la figure 49. La surface de la nappe a^{1d} , par exemple, qui se trouvait à une altitude de $+ 30$ mètres fut abaissée à $- 10$ mètres. *C'est à cette profondeur qu'on la rencontre sous les dépôts de remblaiement.*

Ces derniers dépôts ont ainsi une épaisseur moyenne de 15 mètres. *Leur composition homogène prouve que l'abaissement se produisait d'une manière lente et progressive. Ce caractère doit être commun à tous les mouvements que nous venons d'exposer.*

Formation des « terrasses »

MOUVEMENTS D'ÉLÉVATION : CREUSEMENT ET ALLUVIONNEMENT

Pendant les phases d'élévation qui redressent son profil d'équilibre, le fleuve creuse et approfondit son lit et tend à retrouver son ancien profil d'équilibre.

Les différents cas qui peuvent se présenter se trouvent résumés dans le tableau suivant :

CARACTÈRES DE CREUSEMENT	ASPECTS GÉOGRAPHIQUES	TERRASSES ÉQUIVALENTES	FIGURES
1. Creusement sur place pendant une ou plusieurs phases d'élévation.	Formation d'un talus externe abrupt : talus T de la région de Marmande Falaise F. de Quinsac à Lormont.	Talus : a^{1a} a^{1a}, a^{1b} a^{1c}, a^{1d}	44 8
2. Creusement accompagné d'un déplacement du cours, lent et discontinu.	Formation de paliers étagés : Région de Langon Région de Marcillac Région de Bordeaux Région de Listrac	Paliers : a^{1a}, a^{1b}, a^{1c} a^{1b}, a^{1c} a^{1b}, a^{1c} a^{1b}, a^{1c}	44 8. II 21 22. III
3. Creusement accompagné d'un déplacement du cours, lent et de grande amplitude.	Formation de plaines alluviales étendues faiblement inclinées vers le fleuve : Région de Marmande Région de Sauternes et Illats Région du Médoc : Macau Région de Margaux à St-Scurin .	Terrasses : a^{1b}, a^{1d} a^{1a}, a^{1b} a^{1c} a^{1b}	44, A 44, C 22 et 23
4. Creusement accompagné de déplacements de grande amplitude et de changements de direction du cours.	Formation sur les deux rives de plaines alluviales d'âges différents : Région de Marmande Interposition d'une plaine alluviale dans une autre plus ancienne : Région de Margaux Formation de talus de recouplement et juxtaposition de plaines alluviales d'âges différents Région de Blanquefort à Avensan. Région de Cantenac Région de Queyrac	a^{1b}, a^{1d} $a^{1b'}$ p^{1-2}, a^{1b} a^{1b}, a^{1c} a^{1a}, a^{1c}	44, A 22. I 22. I 22. II 23. VIII

Les trois premiers cas aboutissent à des modèles bien carac-

térisés et d'interprétation aisée. Il n'en est pas de même du quatrième, le plus général. Les aspects géographiques qui s'y rapportent présentent des significations très variables.

Des creusements postérieurs ont pu faire disparaître les plaines alluviales intermédiaires entre les dépôts conservés des deux rives, de sorte qu'il y a une lacune d'importance variable entre les plaines alluviales conservées (fig. 44, A).

Dans ses déplacements, le fleuve, recoupant une plaine alluviale ancienne, a pu prendre une direction parallèle au cours qui l'avait formée. Le talus qui en résulte est d'égale hauteur et les dépôts du bord interne sont contemporains (talus *t*).

Un nouveau cours peut recouper une ancienne plaine alluviale selon une direction oblique à celle du fleuve qui l'avait formée. Dans ce cas le talus s'élève d'autant plus que les dépôts sont plus anciens et se trouvent dans la partie externe (fig. 44, talus *t*).

En résumé : la comparaison de la position du fond rocheux et des nappes alluviales permet de conclure à la continuité des phénomènes de creusement et d'alluvionnement. Les aspects particuliers que présentent les dépôts d'alluvions, en chaque point, sont dus aux relations qui existaient à chaque moment entre le phénomène de creusement et les déplacements du fleuve.

Si les mouvements du sol constituent le facteur actif du creusement, *les déplacements du cours ont subi l'action directrice de la structure tectonique de la région. Nous l'avons montré pour chaque nappe alluviale et pour chaque terrasse.*

En définitive, les trois changements de direction importants qui ont donné la position actuelle à la Garonne inférieure et à l'estuaire doivent être attribués à cette cause.

Ils se produisent (fig. 1) à la rencontre de trois zones anticlinales : Lormont-Bruges (α^1), Lustrac-Blaye (α^2), Couquègues-Mortagne (α^4). Entre ces zones anticlinales, les sections du fleuve coulent dans les synclinaux S^1 , S^2 , S^3 . *Les anciens cours ont subi les mêmes actions directrices. Aux zones anticlinales correspondent un rétrécissement des plaines alluviales et des paliers de creusement à pente rapide vers le fleuve : région de Lustrac (fig. 22) et de Langon (fig. 44).*

Dans les zones synclinales, les plaines alluviales, largement étalées et faiblement inclinées, sont dues à des déplacements du cours, lents et de grande amplitude : terrasses de la région

de Marmande (coupes A et D, fig. 44), terrasses a^{1c} de Macau, terrasses a^{1d} de Saint-Ciers (fig. 22 et 28, I).

A l'approche des zones anticlinales on constate un brouillage de ce thème général; les paliers étagés montrent que la résistance rencontrée par le fleuve a provoqué de nombreux déplacements latéraux de son cours.

Ces faits prouvent que les déplacements et les changements de direction du cours du fleuve ont été sous la dépendance étroite de la composition des terrains et de la structure tectonique du bassin girondin.

Le fleuve est arrivé ainsi à établir son cours inférieur et son estuaire dans les zones synclinales S^1 , S^2 , S^3 et à prendre, sur la bordure nord du bassin, la direction même des couches, c'est-à-dire celle de l'anticlinal directeur A (fig. 1).

Sa rive droite a suivi la ligne de faible résistance du contact des sables de l'Eocène inférieur avec le Crétacé. Elle s'est donc placée sur la bordure même du bassin tertiaire, parallèle à l'anticlinal A.

Le creusement de la rive droite de la Gironde n'a laissé ainsi subsister que de faibles lambeaux du Tertiaire inférieur. Cette circonstance a fait croire à l'existence d'une grande faille sur l'emplacement même de la rive.

MOUVEMENTS D'ABAISSEMENT

L'importance de ces mouvements ne peut être évaluée avec précision. D'après le schéma de la figure 50, on pourrait penser que leur amplitude, a , a^1 , a^2 , est sensiblement la même, soit 30, 35 et 40 mètres. Mais on ne sait pas quelle est dans ces nombres la part qui revient aux déformations locales.

La nappe N, par exemple, ayant une épaisseur très forte dans le synclinal de Bordeaux et très faible vers le Nord, on doit conclure que l'abaissement dans le centre du synclinal a consisté essentiellement en un affaissement contemporain de l'alluvionnement.

Il en est de même, quoique à un degré moindre, de l'abaissement a^1 de la nappe alluviale n (a^{1a}).

Par contre, l'abaissement a^2 , de 40 mètres, qui suit la formation de la nappe alluviale interne, doit être attribué presque en entier à un abaissement vertical du bassin.

De là l'importance de la transgression marine qui en résulte. Mais celle-ci n'a pas seulement pour cause un abaissement

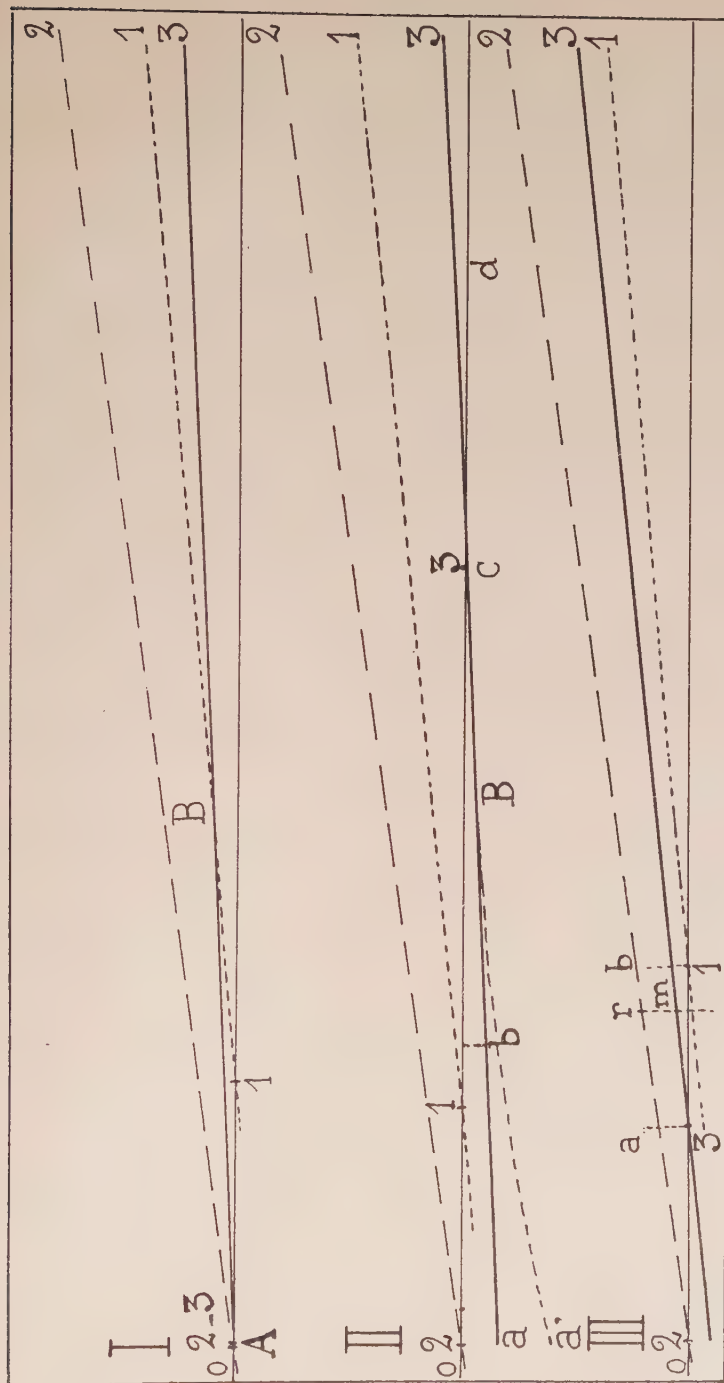


FIG. 51. — Schémas explicatifs des mouvements d'élévation et d'abaissement dans le cours inférieur.

1. Position initiale du profil d'équilibre. — 2. Plan d'abaissement du bassin. — 3. Plan d'élévation du bassin.
I. Cas des nappes alluviales N et n. — II. Cas de la nappe alluviale interne. — III. Cas des régions comprises dans les aires d'élévation. (Explications dans le texte.)

absolu du bassin, elle est fonction de la position que prend le plan d'abaissement par rapport au plan d'élévation.

Les trois schémas de la figure 52 mettent ce fait en relief. Trois cas peuvent se présenter.

Premier cas (schéma I). — Le plan d'abaissement rejoint le niveau marin sensiblement au même point que le plan d'élévation. L'abaissement du bassin de l'aval vers l'amont a pour résultat de suspendre l'érosion dans le cours inférieur *A B* et de superposer, dans cette partie du cours, des dépôts de comblement à la nappe alluviale déjà formée pendant la phase de creusement immédiatement antérieure.

Par contre, en amont de *B*, le fleuve reste actif et continue le creusement de son lit et la formation de la nappe alluviale. On arrive ainsi à avoir, selon les termes de M. CHAPUT, une terrasse « monogénique » dans le cours inférieur et des terrasses « polygéniques » dans le cours moyen et supérieur.

Ce premier cas est celui des nappes N et n. Il explique la superposition des argiles de leur partie supérieure aux dépôts grossiers de leur partie inférieure. Par rapport au profil d'équilibre 3, Bordeaux se placerait en *B*.

Deuxième cas (schéma II). — La rencontre du plan d'abaissement avec le niveau marin se trouve reportée vers l'amont à une grande distance de celle du plan d'élévation.

La conséquence du passage du profil d'équilibre de 2 à 3 est la division du cours en secteurs de signification différente :

Secteur *a-b* : submersion et formation d'une plateforme littorale;

Secteur *b-c* : comblement de l'estuaire par des dépôts marins en aval et fluviaux vers l'amont;

Secteur *c-d* : arrêt des phénomènes de creusement; formation des dépôts de comblement par suite de la rupture de pente provoquée par le nouvel étiage; de *c* vers l'aval, déplacement de méandres; en amont de *d*, activité atténuée mais permanente du fleuve qui poursuit la modification de son profil d'équilibre.

Le deuxième cas est celui de la nappe alluviale interne et du Quaternaire moderne (fig. 49 et 50). Par rapport au profil d'équilibre 3, l'embouchure se place en b, Bordeaux en B, Castets en c et Marmande en d.

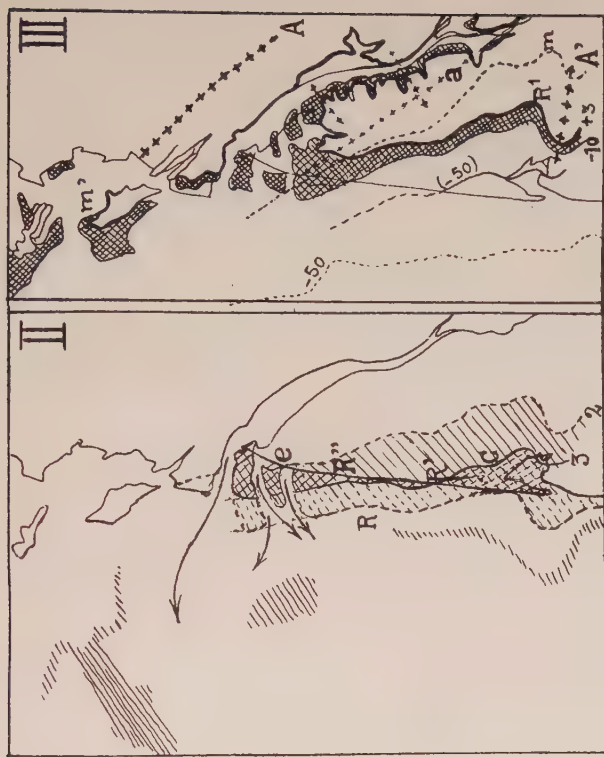


FIG. 52. — Formation de la ligne actuelle du rivage du Médoc
Echelle : 1/2.400.000^e.

I. Le littoral atlantique d'Arcachon à l'île de Noirmoutier (d'après la Carte de Delesse complétée, pour le littoral girondin, par les résultats de notre étude). — T : talus oriental, limite de la nappe alluviale externe. — 2 : zéro des terrains tertiaires. — 3 : zéro des alluvions marines anciennes. — 4 : limite du bassin occidental comblé par le Sable des Landes. — 5 : limite des formations marines modernes.

II. Le littoral girondin : au Paléolithique supérieur, R; à la fin du Mésolithique, R'; à l'érosion. — c : comblement.

III. Configuration hypothétique du littoral girondin R' si les dépôts de revêtement avaient été détruits. — A A' : anticlinaux des Charentes et de Villagrains. — a : zone anticlinale du Médoc (fig. 1). — m : rivage de la mer helvétique. — (- 50) : courbe de niveau de — 50 mètres de l'Helvétien (d'après 17 forages).

Troisième cas (schéma III). — La ligne de rencontre du plan d'abaissement avec le niveau marin se place entre celle du plan initial et celle du plan d'élévation.

La conséquence de cette position est de laisser émergée une ancienne plateforme littorale a-b. L'érosion marine, en formant une falaise littorale en r, permet de voir en m un modelé de terrasse marine ayant l'aspect d'une plage soulevée.

Les deux premiers cas, réalisés dans le cours inférieur de la Garonne, doivent être la règle dans les bassins qui possèdent une tendance autonome à l'enfoncement. Lorsque celle-ci provoque un affaissement qui vient s'ajouter à l'abaissement général, le plan d'abaissement peut s'infléchir selon la ligne *a' B* (schéma II). *C'est le cas de la région du Bassin d'Arcachon.*

Les phénomènes qui se rattachent à ces deux premiers cas ne peuvent produire des plages soulevées.

Le troisième cas se rencontre dans les régions voisines des aires montagneuses qui possèdent en propre une tendance générale au soulèvement. Celle-ci accentue l'élévation et atténue l'abaissement. La production de plusieurs phases alternées d'élévation et d'abaissement peut ainsi provoquer la formation de plusieurs niveaux étagés de terrasses marines. *L'écart qui sépare deux de ces niveaux représente la valeur absolue du soulèvement entre deux phases d'abaissement.*

Si la ligne de rivage est dans l'ensemble parallèle aux axes de soulèvement, on peut avoir un parallélisme approché des terrasses marines. Mais celui-ci cesse près des centres de surrection (région de Sicile) et d'affaissement (bassin du Roussillon).

Nous citons ici ces faits pour montrer comment l'intervention d'un nouveau facteur, l'activité orogénique, venant s'ajouter aux mouvements d'élévation et d'abaissement, provoque la formation d'aspects géographiques très différents des précédents.

En réalité, il s'agit toujours des phénomènes du même ordre; seule change la valeur relative des causes qui les provoquent. Il faut remarquer encore que dans les trois cas décrits, l'abaissement du bassin ne produit des phénomènes nouveaux et différents selon les régions que dans la partie inférieure du cours du fleuve.

La signification de ces phénomènes est souvent masquée près de l'embouchure par l'érosion marine qui a détruit une

partie de l'ancien cours ou par un comblement qui a modifié la ligne de rivage. Ces deux causes, ainsi que nous allons le voir, ont agi simultanément sur le littoral de la Gironde.

Formation de la ligne actuelle du rivage

PHASE D'ÉLÉVATION

La figure 50 et le schéma II de la figure 51 montrent que la ligne du rivage, à la fin de la dernière phase d'élévation, devait se trouver à une assez grande distance à l'Ouest du littoral actuel.

On ne peut évaluer exactement cette distance, car on ne connaît pas la position du fond rocheux primitif ni l'épaisseur qu'avaient les nappes alluviales au delà de ce littoral.

Les plateaux rocheux de la Pinasse, de la Négade et de Grave, qui faisaient partie du continent, ont été abaissés en moyenne de 15 mètres : de + 15 à 0 sur leur bord continental et de + 5 à — 10 sur leur bord maritime. Comme ils devaient supporter encore une dizaine de mètres d'alluvions, le littoral devait se trouver vers l'Ouest sensiblement sur l'emplacement de la courbe de niveau actuelle de — 20 mètres.

La présence de cordons littoraux formés de graviers à coquillages et de galets (fig. 52, I) au large du littoral actuel et en dehors de cette courbe de niveau justifie cette interprétation. Les fleuves à cours rapide des nappes alluviales a^{1b} , a^{1c} , a^{1d} avaient dû rejeter à leur embouchure des dépôts grossiers que la mer avait repris et accumulés sur le littoral dans la zone d'agitation des eaux, soit de 0 à — 30 mètres. Ils sont aujourd'hui sensiblement circonscrits par les courbes de niveau de — 20 et de — 50 mètres.

PHASE D'ABAISSEMENT

Pendant la phase d'abaissement, qui se place au Mésolithique, la mer a envahi la bordure continentale. Les fonds rocheux sous-marins marquent le recul du continent. Au Nord, les phénomènes d'érosion sont venus accentuer ce recul.

Les dépôts alluviaux qui formaient la bordure littorale entre les lignes 2 et 3 ont été progressivement détruits par l'érosion marine. C'est ainsi que les plateaux rocheux sous-marins de Grave, de la Négade et de la Pinasse se sont trouvés dégagés

et que s'est formée la falaise d'alluvions anciennes du littoral du Gulp (fig. 15 et vue 1).

Au Sud, de la Pinasse à Lacanau-Océan, l'érosion a été bien moindre. La mer, dans son avance, a recouvert la forêt qui s'était développée sur la nappe alluviale externe. Ce sont ses vestiges que l'on trouve sur le ressaut d'alluvions anciennes a^{1a} qui forme jusqu'en a (fig. 52, I) la véritable ligne du rivage (fig. 42, V, vues 10 et 11).

Dans la partie sud du littoral du Médoc, à partir de a , les phénomènes ont été bien différents. L'affaissement de la partie occidentale du synclinal de Bordeaux, contemporain de l'abaissement général du bassin, a provoqué l'accumulation de sables continentaux provenant de l'érosion de la nappe alluviale externe. La ligne 4 marque la limite, à l'Est, de ce bassin continental de comblement.

Le dépôt des sables sur la bordure littorale des alluvions anciennes (ligne 3) a été plus important que l'affaissement du bassin; le rivage s'est trouvé rejeté à l'Ouest, sur la ligne 5.

L'écart entre les lignes 3 (0 des alluvions anciennes) et 5 représente la conquête de la formation continentale pendant la phase d'abaissement.

Depuis le début du Néolithique jusqu'à nos jours les phénomènes d'érosion et de comblement ont continué aux mêmes points et avec les mêmes caractères.

Au Nord, le recul de la ligne du rivage s'est trouvé retardé par les sables provenant de la démolition de la nappe alluviale submergée et de l'érosion continentale. La mer, dans son avance, les a chassés devant elle et rejetés sur le continent où ils ont formé la chaîne des *dunes modernes*. Les dunes n'ont atteint la ligne actuelle du rivage qu'au v^e siècle. L'érosion du littoral a continué après cette date. *Les vues 1, 2, 3, 5, 6 et 7 et les coupes II, III et IV de la figure 42 montrent qu'elle se poursuit de nos jours d'une manière intermittente. Les déviations temporaires des courants marins parallèles à la côte règlent la marche de l'érosion et de l'ensablement du littoral.*

Au Sud, le comblement a continué sous l'action de trois sortes de dépôts : sables coquilliers marins, sables du continent transportés par les cours d'eau et sable éolien accumulé en dunes sur le rivage et sur les cordons littoraux. *Le résultat de ces différentes actions a été la formation et le comblement avancé du Bassin d'Arcachon. La partie de la bordure littorale*

située à l'Ouest de la ligne 5 représente par conséquent une conquête récente du continent sur le domaine marin. Les phénomènes de comblement se poursuivent actuellement.

En définitive (fig. 52, II), l'érosion de la portion du continent *e*, au Nord, et le comblement de la partie *c*, au Sud, ont abouti à la formation de la ligne de rivage rectiligne *R'* qui caractérise le littoral du Médoc.

CROQUIS III, fig. 52

La position et la forme particulière de la ligne actuelle du rivage masque la signification des phénomènes littoraux. Pour les dégager nous avons représenté dans le croquis III la configuration du littoral girondin si le Médoc avait été dépouillé par l'érosion de ses dépôts de revêtement. La ligne de rivage *R'* suit la côte d'altitude + 3 mètres des terrains tertiaires. La partie quadrillée de la bordure littorale représente les fonds rocheux jusqu'à la courbe de niveau de — 10 mètres.

La configuration hypothétique de la ligne de rivage *R'* permet les observations suivantes :

1° La bordure littorale du Médoc présente les mêmes caractères que celles des régions situées au Nord de la Gironde.

2° La zone anticlinale *a*, qui se révèle comme la charpente même du Médoc, forme une presqu'île avancée entre l'estuaire et le golfe situé dans la partie centrale du synclinal girondin.

3° Les deux zones anticlinales *A'* et *A* ont constitué, à l'Ouest, deux môles avancés qui ont fait obstacle à l'érosion marine et provoqué le comblement du golfe par des dépôts continentaux et marins. C'est encore la structure tectonique qui a exercé une action directrice sur la formation de la configuration du littoral.

4° La ligne de rivage *R'* présente un parallélisme d'ensemble avec l'anticlinal directeur *A*, comme celles des mers tertiaires. Sa position, par rapport à la ligne de rivage de l'Helvétien *m*, fait ressortir les caractères de la transgression du Quaternaire moderne et les mouvements post-helvétiques qui ont relevé le bassin vers l'amont. Ce sont ces mouvements d'âge Pliocène et Quaternaire que notre étude a voulu mettre en relief. Il nous reste à en préciser la signification par rapport aux phénomènes antérieurs du même ordre.

LES CAUSES DE LA FORMATION DES NAPPE ALLUVIALES

La formation et les caractères morphologiques des nappes alluviales et de la ligne du riyage du Médoc doivent être attribués à quatre causes :

1° La tendance autonome de la Garonne au creusement de son lit et à la modification de son profil d'équilibre pour atteindre son niveau de base; 2° la résistance inégale du fond rocheux due à la constitution lithologique du sol et à la structure tectonique du bassin girondin; 3° l'alternance des phases de creusement rapide et d'alluvionnement, provoquée par des mouvements d'élévation et d'abaissement de l'ensemble du bassin; 4° les déformations du sol qui ont accompagné et suivi ces mouvements.

Nous allons caractériser successivement le rôle de chacun de ces facteurs.

Les modifications du profil d'équilibre

Un fleuve actif modifie sans cesse son profil d'équilibre par un creusement régressif de son lit de l'aval vers l'amont. Il y a là un fait d'ordre général qui existe indépendamment de toute cause étrangère.

Les mouvements d'élévation et d'abaissement du bassin peuvent seulement accélérer ou ralentir le creusement du lit du fleuve. Une élévation croissante du bassin de l'aval vers l'amont équivaut à un rajeunissement du profil d'équilibre; il a pour résultat d'accroître la pente et par suite la vitesse du courant.

Les périodes de creusement rapide et la formation des dépôts grossiers représentent par conséquent des phases d'élévation du bassin.

Mais ces mouvements d'élévation ne se sont produits ni brusquement ni selon un rythme uniforme. Ils ont dû d'abord atteindre rapidement un maximum, puis comporter un ralentissement et enfin une période de stabilité. A la première phase correspond un creusement rapide et la formation de dépôts alluviaux grossiers. A la seconde et à la troisième se rapportent un ralentissement du creusement, les déplacements latéraux du cours et la formation des nappes alluviales en paliers étagés ou en terrasses faiblement inclinées vers le lit du fleuve.

Un abaissement du bassin, croissant de l'aval vers l'amont, produit des effets différents selon les sections du cours. Dans le cours supérieur et moyen le creusement se trouve seulement ralenti. Dans le cours inférieur il est supprimé : de nouveaux dépôts, plus fins, viennent recouvrir la nappe alluviale déjà formée.

De nombreux auteurs, en particulier DEPÉRET et son Ecole, ont pensé que les variations du profil d'équilibre provoquant la formation de terrasses étagées devaient être attribuées à des variations du niveau marin.

D'après cette théorie dite « eustatique », le niveau marin se serait abaissé progressivement par saccades marquées par les niveaux de 100 mètres, 50 mètres, 25 mètres, 12 mètres et — 30 mètres, pour se relever et atteindre la position actuelle pendant le Quaternaire moderne.

Cette conception ne se vérifie pas dans le cas de la Garonne et de la Gironde. D'après la position relative des nappes alluviales à l'embouchure, les variations du niveau marin, si elles ont existé, n'ont pu avoir que quelques mètres d'amplitude, écarts nettement insuffisants pour provoquer des variations aussi importantes que celles que l'on observe dans les phénomènes de creusement et d'alluvionnement. Encore faut-il remarquer que les déplacements du niveau marin n'auraient pas eu le sens que leur reconnaît la théorie eustatique, car, d'emblée, la nappe pliocène se raccorde à un niveau marin situé plus bas que le niveau actuel.

Certains auteurs parlent même de terrasses pliocènes de 150, 180, 200 mètres et plus. On peut alors se demander, en traçant la courbe de niveau de + 150 mètres, quelle aurait été la configuration de notre pays au Pliocène si le niveau marin avait subi une telle élévation. La même question peut du reste être posée pour la ligne de rivage quaternaire de + 60 mètres.

D'une manière générale, il est difficile de comprendre comment un abaissement de quelques mètres du niveau de base pourrait entraîner un changement dans le creusement et l'alluvionnement des cours moyen et supérieur d'un fleuve actif. On sait, en effet, qu'un profil d'équilibre n'est pas régulier et qu'il comporte des paliers et des sections à forte pente. Ces sections, qui forment des rapides, isolent et rendent les parties du cours situées en amont indépendantes de la variation du niveau de base de la partie aval.

On ne peut expliquer dans ce cas le fait général de la forma-

tion des terrasses, dans le cours moyen et supérieur, et l'arrivée, dans le cours inférieur, de dépôts grossiers comme des galets volumineux (g^1 , g^2 , g^3 , fig. 49). Enfin, si les variations du niveau marin étaient la cause de la formation des terrasses fluviales, il faudrait nécessairement trouver sur tous les rivages les traces de niveaux marins correspondant à l'altitude relative des terrasses. Ce n'est pas le cas. De plus, une étude plus attentive des bassins hydrographiques et de leurs rivages permet, dans tous ces cas, d'expliquer la présence ou l'absence de terrasses marines, par un abaissement général complété par une activité orogénique propre à chaque bassin. Nous l'avons montré dans les schémas II, III de la figure 51.

La structure tectonique du synclinal girondin

L'action directrice exercée par la structure tectonique du bassin girondin dans la formation des nappes alluviales et de la ligne du rivage ressort de l'examen des figures 1, 18 et 52-III. Nous l'avons expliquée dans nos descriptions et en particulier dans le commentaire des figures 12, 21-II, 22-I-III, 23-V-VIII, 24, 29 et 44. Nous n'y reviendrons pas.

La structure tectonique du bassin girondin n'explique pas le fait de la formation des nappes alluviales, *mais elle rend compte des caractères particuliers des nappes alluviales dans chaque partie du cours.*

On peut dire, en règle générale, que la connaissance exacte de la structure tectonique d'une région est nécessaire pour expliquer les déplacements successifs d'un fleuve dans le passé et l'emplacement actuel de son cours.

Les mouvements verticaux d'élévation et d'abaissement

Les mouvements d'élévation et d'abaissement, dont le Bassin d'Aquitaine a été affecté pendant le Pliocène et le Quaternaire, sont la cause de la formation des nappes alluviales de la Garonne.

L'idée que les terrasses fluviales pouvaient être dues au relèvement du continent a été exprimée clairement pour la première fois en 1850 par Constant PRÉVOT. « Si le sol, écrit cet auteur, était élevé de manière que Paris se trouvait à 150 mètres au-dessus du

Havre au lieu de 32 mètres, les eaux de la Seine couleraient avec plus de vitesse; elles creuseraient un nouveau lit étroit dans son lit actuel; il se formerait un nouvel étage de terrasses dans la vallée principale et dans les vallées affluentes... »

De nombreux auteurs ont reconnu le rôle des mouvements du sol dans la disposition des nappes alluviales.

C'est HAUG qui a développé de la manière la plus complète la théorie selon laquelle les mouvements verticaux du sol constituent une explication générale, à l'exclusion des mouvements eustatiques.

Les mouvements épirogéniques, d'après HAUG, ont une grande importance au Quaternaire : « Ils se manifestent non seulement par les oscillations verticales des aires en surélévation des chaînes anciennes, telles que le bouclier canadien et le bouclier scandinave, mais encore par la surrection importante des chaînes tertiaires dont le phénomène a eu lieu en profondeur... Cette surrection ne s'est pas effectuée d'une manière continue, elle a eu lieu par saccades et il est fort possible que les phases d'élévation et d'affaissement se soient succédé. »

L'étude des dépôts de revêtements du Médoc nous a conduit à admettre la conception de HAUG.

La surélévation et l'abaissement des aires montagneuses a eu pour effet général de relever ou d'abaisser les bassins hydrographiques d'une valeur décroissante de l'amont vers l'aval, selon un plan incliné que nous avons appelé plan d'élévation ou plan d'abaissement (fig. 51).

Le profil d'équilibre d'un fleuve comme la Garonne a suivi les déplacements verticaux de ces plans. Le schéma de la figure 50 montre la valeur croissante de l'abaissement du Quaternaire moderne (A, A¹, A², A³ ou A').

Le second effet de la surélévation des aires montagneuses a été l'extension du phénomène glaciaire. Les cours d'eau dans la partie supérieure de leur cours ont dû agencer leur système alluvial sur un appareil frontal glaciaire. Ainsi s'est trouvée établie la relation entre les phases d'extension glaciaire et les terrasses alluviales.

Mais, ainsi que l'a montré M. DENIZOT, la formation de celles-ci est indépendante du fait glaciaire; on les trouve « dans les vallées affranchies de toute influence glaciaire ».

Enfin, nous avons montré dans les trois schémas de la figure 52 les rapports qui existent entre les phénomènes littoraux et les mouvements d'élévation et d'abaissement du bassin.

En résumé, le synchronisme des mouvements verticaux du

sol et des différents ordres de phénomènes qui se produisent dans un bassin s'établit de la manière suivante :

I. MOUVEMENTS DU SOL	II. COURS D'EAU	III. PHÉNOMÈNES GLACIAIRES	IV. PHÉNOMÈNES LITTORAUX
1. Elévation rapide des aires montagneuses entraînant le redressement du profil d'équilibre des cours d'eau.	Creusement rapide : formation de talus et de paliers étagés. Faible alluvionnement.	Formation d'un système glaciaire.	Elévation de la bordure littorale ; éloignement de la ligne du rivage (fig. 52, II).
2. Ralentissement du mouvement négatif et tendance à la stabilisation du sol.	Ralentissement du creusement. Déplacements latéraux et formation de plaines alluviales (terrasses).	Extension maximum du système glaciaire. Formation d'un cône de déjection fluvio-glaciaire.	Formation de plateformes littorales.
3. Abaissement des aires montagneuses (mouvement positif) et par conséquent du profil d'équilibre des cours d'eau.	Comblement de la vallée du cours inférieur : formation d'une nappe alluviale superposée à la précédente.	Retrait des glaciers, laissant un modelé du sol et des moraines avancées.	Submersion des plateformes littorales (fig. 52, II) ou conservation de terrasses marines (fig. 52, III).

Ces trois phases forment un cycle complet.

Mais des quatre ordres de faits qui caractérisent chaque cycle, le premier, les mouvements du sol, possède seul une action directrice ou plus exactement causale; les trois autres sont seulement des effets réunis par un simple rapport de contemporanéité.

Le synchronisme d'ensemble qui résulte de ce rapport n'a pas manqué de frapper tous les auteurs qui ont étudié le Quaternaire.

Dans les régions du Nord, l'ampleur du phénomène glaciaire a fait qu'on lui a attribué une action directrice sur les autres phénomènes. Dans la région méditerranéenne, au contraire, la fréquence des terrasses marines étagées a fait rechercher dans les variations du niveau marin l'explication des phénomènes alluviaux. Le tableau de synchronisme des grands faits du

Quaternaire de DEPÉRET [70] résulte de la réunion des deux points de vue avec prédominance cependant de la conception eustatique.

En réalité les caractères différents des régions du Nord et du Sud de l'Europe tiennent à leur position par rapport aux aires de surélévation qui sont également, ainsi que nous allons le voir, des aires d'activité orogénique.

Les mouvements orogéniques

L'existence de ces mouvements a été admise d'abord à titre en quelque sorte exceptionnel et simultanément avec l'hypothèse de la variation du niveau marin.

M. GIGNOUX rappelle des déformations du sol bien connues : « ... c'est d'abord la « fosse » des Pays-Bas et sans doute d'une partie de la Mer du Nord, où un affaissement continu, de plusieurs centaines de mètres, se poursuit depuis le début du Quaternaire; nous avons là, en quelque sorte, une phase « géosynclinale ». Et inversement, la région de la péninsule scandinave est actuellement soulevée par un bombement dont on a pu préciser l'intensité et la forme... La région du détroit de Messines et celle de l'isthme de Corinthe, où nous avons retrouvé la faune tyrrhénienne jusqu'à 100 et 350 mètres d'altitude, ont été certainement soumises par rapport à d'autres gisements de cette même faune à des soulèvements intenses et très récents, etc... »

Dans son étude sur les *Anciennes nappes alluviales du bassin de la Haute-Moselle*, le Général DE LAMOTHE a montré que les Vosges ont acquis leur relief actuel pendant le Quaternaire. « La formation des vallées, écrit-il, est intimement liée au jeu de grandes fractures secondaires qui les accompagnent en nombre variable suivant les vallées. »

Mais il ajoute : « Les phénomènes actuels qui se sont produits dans les Vosges pendant le post-Pliocène ne sont nullement en opposition avec la théorie des déplacements eustatiques de la ligne de rivage; les phénomènes ont été limités aux massifs jumeaux des Vosges et de la Forêt-Noire, tandis que les régions périphériques restaient fixes. » L'auteur n'a pas remarqué la contradiction qu'il pouvait y avoir à admettre à la fois la « mobilité » d'une aire montagneuse et la « stabilité » des régions circonvoisines.

M. LECOINTRE, dans son *Etude sur le littoral marocain atlantique*, a reconnu cette contradiction et pressenti que les mouvements orogéniques étaient incompatibles avec la conception générale des mouvements eustatiques.

« Il est fort probable, écrit-il, que ces diverses régions (du littoral

marocain atlantique) ont continué de garder, pendant l'époque quaternaire, quelque peu leur individualité, et si faibles qu'aient été à cette époque les dernières répercussions des immenses mouvements qui ont plissé les Alpes et le Rif, il y a beaucoup de chances qu'elles aient causé sur les côtes une perturbation qui, ne fût-elle que de quelques mètres, suffit à anéantir nos plus belles conceptions au sujet des lignes du rivage. »

M. L. GLANGEAUD accorde un rôle important aux « plissements post-astiens ». Dans une note récente [118], il écrit : « La surrection finale des chaînons atlasiques est due, en partie, à des plissements à grand rayon de courbure post-astiens... Des efforts orogéniques peuvent être mis en évidence au moins jusqu'au début du Quaternaire. »

Mais, pour M. L. GLANGEAUD, les variations du niveau marin restent la loi générale. « Il y aurait lieu, écrit-il, de séparer pour le Quaternaire le rôle des mouvements eustatiques incontestables et celui des influences tectoniques probables. »

Deux auteurs, MM. BROUCART et MENGEL, vont beaucoup plus loin que les auteurs précédents dans la signification et l'importance des mouvements quaternaires.

En 1933, J. BROUCART [27] a décrit sur la côte atlantique du Maroc des mouvements orogéniques quaternaires consistant dans un « léger soulèvement du Rif » et « de la meseta » et dans l'accentuation de la « zone anyclinale de Safi... ».

M. MENGEL [163-164] a décrit également des mouvements quaternaires sur le littoral de Majorque, de la Catalogne et du Roussillon.

A Majorque, le Quaternaire ancien, écrit M. MENGEL, « a été affecté par un mouvement épirogénique... qui semble être la réplique posthume du ridement transversal post-miocène... Il ne me paraît pas téméraire de rattacher à ce mouvement l'abaissement Est-Sud-Est de Majorque. »

Dans le Roussillon, les dépôts pliocènes ont été affectés selon les régions « d'un mouvement épirogénique, réplique des mouvements pyrénéens » ... de « pendages liés à un gauchissement général allant jusqu'à des plissements » ... ou « d'une sorte de mouvement de bascule » ..., etc.

Enfin, M. DENIZOT, tout en développant une argumentation destinée à justifier la formation des terrasses marines et fluviales en faisant « appel, comme facteur essentiel, aux changements eustatiques de la surface marine », accorde une grande importance aux mouvements du sol.

« J'ai affirmé, écrit-il, que l'on pouvait reconnaître un peu partout des inégalités d'origine épirogénique. »

Il reconnaît que « la théorie des équidistantes universelles... est en opposition flagrante avec les différences essentielles des reliefs entre les diverses côtes et les diverses vallées... ». « La raison de

cette différence, ajoute-t-il, se trouve dans le fait que chaque région a possédé jusqu'à l'époque actuelle un caractère particulier dont la topographie nous apporte le reflet. » (1)

En définitive, MM. MENGEL, BROUCART et DENIZOT reconnaissent le grand rôle joué par les mouvements du sol *mais ils leur accordent encore la signification d'accidents qui modifient le thème général, parfois profondément, mais ne sont pas la cause de la production de ce thème.*

D'autre part, les mouvements du sol qu'ils citent sont considérés comme étant indépendants les uns des autres et relativement atténués. Les expressions « dernières répercussions » (M. LECOINTRE) et « pulsations posthumes » (M. MENGEL) laissent entendre que ces mouvements représentent une sorte de réveil passager ou bien les derniers frémissements d'une tectonique achevée ou, tout au moins, en voie d'achèvement.

Nous n'adoptons pas cette interprétation restrictive des mouvements tectoniques récents; l'exemple de la Gironde montre au contraire qu'ils ne se différencient, ni par leur nature ni par leur intensité, des mouvements du même ordre des périodes antérieures.

Signification des mouvements pliocènes et quaternaires de la Gironde

Les mouvements orogéniques d'âge Pliocène et Quaternaire sont étroitement liés à ceux des périodes précédentes; ils ne font que continuer l'évolution structurale du bassin girondin selon le plan général qui s'était formé et développé pendant le Tertiaire. Ils accompagnent les mouvements épirogéniques qui, dans le passé, en relevant le Bassin d'Aquitaine vers l'Est et le Sud-Ouest ont provoqué les périodes de régression.

La comparaison, dans le tableau ci-dessous, de deux de ces périodes de régression du Tertiaire moyen avec celle du Pliocène-Quaternaire, fait ressortir l'identité des phénomènes.

(1) Des exemples cités par M. DENIZOT on peut tirer des conclusions contraires à la théorie des « changements eustatiques ». D'après M. DENIZOT, « le niveau fixé à 17-18 mètres passe vers Antibes à 15-16 mètres, sur la côte des Maures à 12 mètres, au delà de Toulon vers 8 mètres, à Majorque à 6 mètres ». Il faut ajouter que les couches à Strombes passent au-dessous du niveau de la mer sur le littoral du Roussillon.

On peut se demander si l'abaissement de cette terrasse marine, selon un ordre décroissant de l'Est à l'Ouest, est compatible avec l'existence d'un niveau marin situé à + 17-18 mètres.

PÉRIODES	SYNCLINAL DE BORDEAUX	PARTIE NORD DU MÉDOC PROXIMITÉ DU RIVAGE
I. Fin de l'Eocène moyen. (Lutétien sup ^r)	Sables fluviatiles du Libournais : sables et argiles ... 74 m.	Argile bleue continentale de Pauillac à St-Yzens 6 mètres.
II. Oligocène inférieur. (Sannoisien)	Molasse du Fronsadais : sables micacés et argiles (Bordeaux) 50 m.	Argiles vertes fluvio-marines de Civrac à Cissac 6 à 8 mètres.
III. Pliocène et Quaternaire inférieur a ^{1a} .	Sables fluviatiles du Bassin d'Arcachon à Lacanau : sables graveleux et argileux 50 m.	Sables verts (p ¹⁻²), argile bleue (p ³), sables argileux (a ^{1a}) du Gulp 8 à 10 mètres.

Ce tableau montre que la période Pliocène-Quaternaire inférieur représente, comme les précédentes, une phase de formation de la structure tectonique du Bassin girondin dont l'évolution s'est poursuivie selon les caractères généraux suivants :

- 1° Stabilité de la partie nord du Médoc.
- 2° Grande souplesse du synclinal de Bordeaux.
- 3° Déplacement de l'Est à l'Ouest des zones de subsidence qui se sont formées dans le synclinal depuis l'Eocène moyen.

En bref, le Pliocène et le Quaternaire ancien représentent ensemble une période de régression exactement semblable, comme importance et comme caractères, à celles du Sannoisien et du Lutétien supérieur.

Mais la parité des phénomènes du Tertiaire et du Quaternaire est encore plus étroite; elle ne se trouve pas seulement dans l'activité orogénique mais dans les relations de cette activité avec les mouvements verticaux du bassin.

Les caractères de la transgression du Quaternaire moderne permettent de le démontrer. Cette transgression est générale sur la bordure du Bassin d'Aquitaine comme celles qui se sont produites pendant le Tertiaire.

La discordance angulaire et la lacune qui existent entre les nouveaux dépôts marins et les terrains sous-jacents vont croissant du centre du synclinal vers la bordure. Au centre, dans la grande fosse atlantique, qui se trouve au large du Bassin d'Arcachon, elles n'existent pas. Vers le Nord, en raison de l'ennoyage des axes anticlinaux, les dépôts marins atteignent

successivement le Quaternaire ancien, le Pliocène, le Miocène, l'Oligocène, l'Eocène, le Crétacé et le Jurassique.

Ces caractères reproduisent dans l'ensemble ceux de la transgression helvétique. Mais un fait nouveau s'est produit dans l'intervalle des deux transgressions : c'est le relèvement du Bassin vers l'Est et le Sud-Est pendant le Pliocène et le Quaternaire ancien. L'écart qui sépare la ligne de rivage de l'Helvétien m de la ligne de rivage théorique R^1 (fig. 52, III) représente ce relèvement et l'importance de la discordance angulaire entre les deux formations marines.

La position de la ligne de rivage R^1 (fig. 52, III), par rapport à la ligne de rivage m de l'Helvétien et à celles du Tertiaire, est conforme à la loi générale du déplacement des lignes de rivage de l'Est à l'Ouest qui a commencé après l'Eocène inférieur.

La persistance depuis le début du Tertiaire des mêmes caractères tectoniques sur la bordure nord et dans la partie centrale du synclinal girondin fait que les lignes du rivage qui caractérisent les transgressions successives tendent à se rejoindre et se recouvrir au Nord et à s'écarter vers le Sud en se déplaçant de l'Est à l'Ouest.

Le résultat de ce déplacement est que le passage latéral des dépôts marins aux dépôts continentaux, qu'on rencontrait au début du Tertiaire aux confins orientaux du Bassin d'Aquitaine, a reculé vers l'Ouest, bien que comportant des retours temporaires, et est arrivé à se produire au Quaternaire sur la bordure occidentale.

Nous l'avons décrit dans les régions de l'embouchure de la Gironde et du Bassin d'Arcachon.

L'ennoyage de la bordure nord-ouest du Bassin d'Aquitaine et l'écartement des lignes de rivages résultant de leur déplacement vers l'Ouest signifient que chaque période de régression qui sépare deux transgressions a consisté essentiellement dans une élévation de la région pyrénéenne et du Massif Central.

La régression du Pliocène et du Quaternaire ancien et la transgression du Quaternaire moderne sont conformes à cette loi générale de l'évolution du Bassin d'Aquitaine. Dans son ensemble, la période Pliocène-Quaternaire est caractérisée par un relèvement du bassin de l'aval vers l'amont provoqué par une nouvelle phase de soulèvement des Pyrénées et du Massif Central. Ce caractère, loin de lui conférer une originalité particulière, la rattache à celles qui l'ont précédée.

Phénomènes glaciaires dans les Pyrénées, creusement des vallées et formation de nappes alluviales étagées en terrasses, transgression sur la bordure littorale et déformations du sol constituant autant d'ordres de faits qui accompagnent, comme autant de conséquences, la production de ce grand fait général.

RELATIONS DES PRINCIPAUX FAITS DÉCRITS DANS CE MÉMOIRE AVEC LES GRANDS FAITS DU PLIOCÈNE ET DU QUATERNAIRE DE L'EUROPE OCCIDENTALE.

Les mouvements épirogéniques et orogéniques que nous venons de caractériser n'ont pas existé d'une manière indépendante; ils font partie d'un ensemble plus vaste : le système alpin.

En rapprochant les grands faits du Quaternaire de l'Europe occidentale, on les voit prendre place dans un ensemble dont nous allons présenter les grandes lignes.

Loi générale : l'aire de surélévation qui commande à l'ensemble des phénomènes du Quaternaire est constituée par le système alpin (arc alpin et massifs qui le bordent). Les phénomènes ont varié selon la position de la région où ils se sont produits, par rapport au centre de l'aire de surélévation, l'arc alpin.

INTÉRIEUR DE L'ARC ALPIN : RÉGION MÉDITERRANÉENNE

Le soulèvement alpin trouve son expression sur les rivages de la Méditerranée dans les terrasses marines étagées (schéma III, fig. 51). Il a été accompagné de fractures et d'effondrements dans la Méditerranée orientale et de déformations importantes dans la Méditerranée occidentale.

La partie centrale des régions d'effondrement et de sur-rection est marquée par une grande activité volcanique. L'importance de l'élévation et des déformations du bassin occidental est définie, sur la bordure littorale, par la position du Pliocène marin et celle de la ligne de rivage dite « terrasse thyrrhenienne » à *Strombus bubonius* (MM. GIGNOUX, MAURY, CHAPUT, DENIZOT, L. GLANGEAUD, etc.).

La position du premier niveau caractérise les mouvements orogéniques post-pliocènes et celle du second la part qui revient, dans ces mouvements, au Quaternaire moyen et supérieur.

BORDURE EXTERNE DE L'ARC ALPIN

Les massifs hercyniens contre lesquels l'arc alpin s'est moulé ont été relevés par le soulèvement alpin. L'élévation maximum se trouve au voisinage de l'arc alpin : partie orientale et centrale du Massif Central, partie méridionale du massif Vosges-Forêt-Noire. Elle a été accompagnée, dans le premier massif, de l'accentuation des grandes failles et d'une activité volcanique intense, et dans le second, de l'accentuation de l'affaissement du compartiment effondré de la plaine d'Alsace et du jeu du système des failles vosgiennes (Général DE LAMOTHE).

La grande épaisseur des dépôts quaternaires dans les plaines d'Alsace et de la Limagne prouve que ces mouvements ont été lents et continus.

Dans les Pyrénées, le centre de l'aire de surélévation se trouve, pour la même raison, dans les parties orientale et centrale de la chaîne, du Massif du Carlite au Vignemale. *C'est là que les phénomènes glaciaires ont pris leur plus grande intensité.*

PARTIE MOYENNE DU VERSANT EXTÉRIEUR DE L'ARC ALPIN

Les bassins hydrographiques adossés au système alpin se sont trouvés relevés de l'aval vers l'amont. La formation de terrasses étagées, résultant de la prédominance alternative des phases de creusement et d'alluvionnement, prouve que le mouvement général d'élévation a comporté des oscillations d'amplitude variable.

La conséquence de ces oscillations simultanées dans les différents bassins est le synchronisme des phases de creusement et d'alluvionnement, c'est-à-dire des niveaux de terrasses. L'amplitude des oscillations diminue avec l'éloignement de l'aire de surélévation; il en résulte une convergence des nappes alluviales vers l'embouchure. Dans certains cas, l'érosion marine ayant détruit une partie du cours inférieur, cette convergence n'est plus visible. Cette circonstance a fait croire qu'il pouvait exister sur le littoral atlantique des terrasses marines au même niveau que les terrasses fluviales qui arrivent sur le littoral à une certaine altitude au-dessus du niveau marin.

L'inclinaison maximum du plan d'élévation et d'abaissement

du Bassin d'Aquitaine présente une direction SE-NO fonction de l'emplacement de l'aire de surélévation dans les Pyrénées orientales et centrales.

Les phases de régression dues aux mouvements d'élévation du bassin ont eu pour effet de rejeter le cours inférieur de la Garonne selon la ligne de plus grande pente, c'est-à-dire vers le NO. Les cartes des figures 18 et 24 montrent les étapes de ce déplacement.

PÉRIPHÉRIE DU SYSTÈME ALPIN : BORDURES LITTORALES

Pendant la phase d'élévation, la ligne de rivage a été rejetée vers l'Ouest et le Nord à une distance du littoral actuel variable selon les régions.

Les conséquences de l'abaissement général pendant le Quaternaire moderne ont été l'ennoyage de la bordure externe des massifs hercyniens périphériques, la submersion de la bordure atlantique entraînant la formation d'une plateforme littorale et d'une côte à « rias », l'enfoncement de la partie inférieure des bassins hydrographiques et leur comblement par des dépôts marins (Flandrien de M. DUBOIS) ou continentaux.

Des déformations du sol, en rapport avec l'évolution du plan structural tectonique propre à chaque bassin, ont modifié ce thème général et fait varier l'amplitude de l'abaissement et l'importance du comblement.

Pour le cas de la Gironde, dans la région de l'embouchure qui a subi l'action de l'anticlinal A (fig. 1), l'abaissement a été deux fois plus faible que dans la région d'Arcachon, au centre du synclinal S.

M. BROUCART a décrit des faits semblables sur le littoral atlantique du Maroc.

Dans la région nordique, l'abaissement a été accompagné d'un affaissement progressif, de sorte qu'on assiste, selon M. GIGNOUX, à la formation d'une fosse « géosynclinale ». Ce mouvement positif compense le soulèvement du bouclier scandinave. Les terrasses marines étagées sur le littoral scandinave montrent que ce soulèvement a été progressif et comporte, comme au Sud, un certain nombre d'oscillations qui ont dû être synchrones comme sens, sinon comme intensité relative, de celles de l'arc alpin.

RÉGIONS MARINES LIMITOPHES

Les phénomènes marins qui sont en relation avec le soulèvement alpin sont la formation ou plus exactement l'accentuation des trois fosses géosynclinales de la Méditerranée, de l'Océan Atlantique et de la Mer du Nord. Nous retiendrons seulement pour caractériser ce nouvel ordre de faits la fosse atlantique dont l'accentuation se rapporte directement à notre étude.

La position de la *fosse atlantique*, qui atteint 2.000 mètres de profondeur à 100 kilomètres du littoral d'Arcachon, est indiquée dans la carte I de la figure 52. *Le synclinal girondin constitue sa bordure occidentale. L'enfoncement progressif du synclinal permet de suivre les étapes de sa formation; elles sont représentées par les étages successifs des terrains tertiaires qui ont comblé le synclinal à mesure qu'il s'est approfondi.* Depuis le début du Tertiaire l'enfoncement dépasse 500 mètres à Bordeaux et doit atteindre près de 1.000 mètres dans la région d'Arcachon. *La part du Pliocène et du Quaternaire y est représentée par les 75 mètres de dépôts continentaux et marins que nous avons décrits (fig. 7 et 37).*

La formation de la *fosse atlantique* constitue par conséquent un phénomène progressif extrêmement lent qui a duré pendant tout le Tertiaire et qui s'est poursuivi pendant le Quaternaire. Elle a accompagné les phénomènes orogéniques qui, sur le continent, ont consisté dans la surrection de la chaîne des Pyrénées et des Alpes. Son déplacement vers l'Ouest prouve l'action déterminante du soulèvement alpin, dans la direction Est-Ouest.

Les régressions et les transgressions qui marquent les étapes de la formation de la *fosse atlantique* dans le synclinal girondin ont consisté en des mouvements d'ensemble d'élévation et d'abaissement. La répartition des facies et l'évolution d'un plan structural tectonique complexe démontrent que ces mouvements ont été accompagnés d'oscillations temporaires de faible amplitude et d'une activité orogénique propre à la région.

La période Pliocène-Quaternaire obéit à la même loi et représente la dernière régression et la dernière transgression correspondant à des mouvements d'ensemble. Ceux-ci ont été également coupés d'oscillations et accompagnés de déformations du sol. Ce sont ces différents mouvements du sol qui ont provoqué

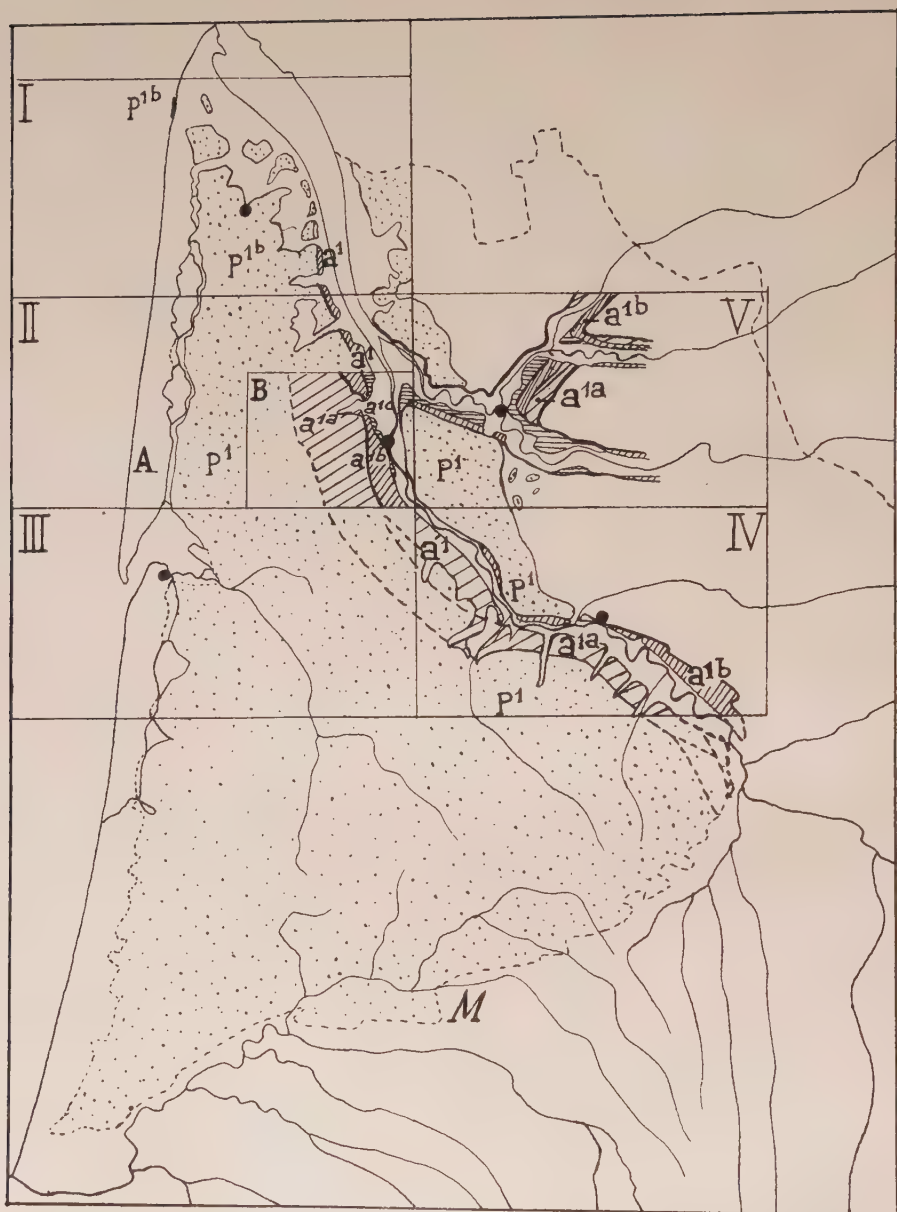


FIG. 53. — Les alluvions du cours inférieur de la Garonne et de la Dordogne d'après la Carte géologique au 1/80.000^e et les études de BLAYAC et de MM. CHAPUT et BALLAND.

I. Lesparre : n° 170, 1891-1897, par LINDER.

II. Bordeaux : n° 180, 1876-1881, par LINDER et JACQUOT.

III. La Teste : n° 191, 1876-1881, par LINDER et JACQUOT.

IV. La Réole : n° 192, 1888-1908, par BLAYAC, REPELIN et VASSEUR.

V. Libourne : n° 181, 1888-1904, par BLAYAC, REPELIN et VASSEUR.

M : limite sud du Sable des Landes, d'après la Carte géologique au 1/1.000.000^e.

M. CHAPUT : étude de 1927. — M. BALLAND : étude de 1935 (carton B).

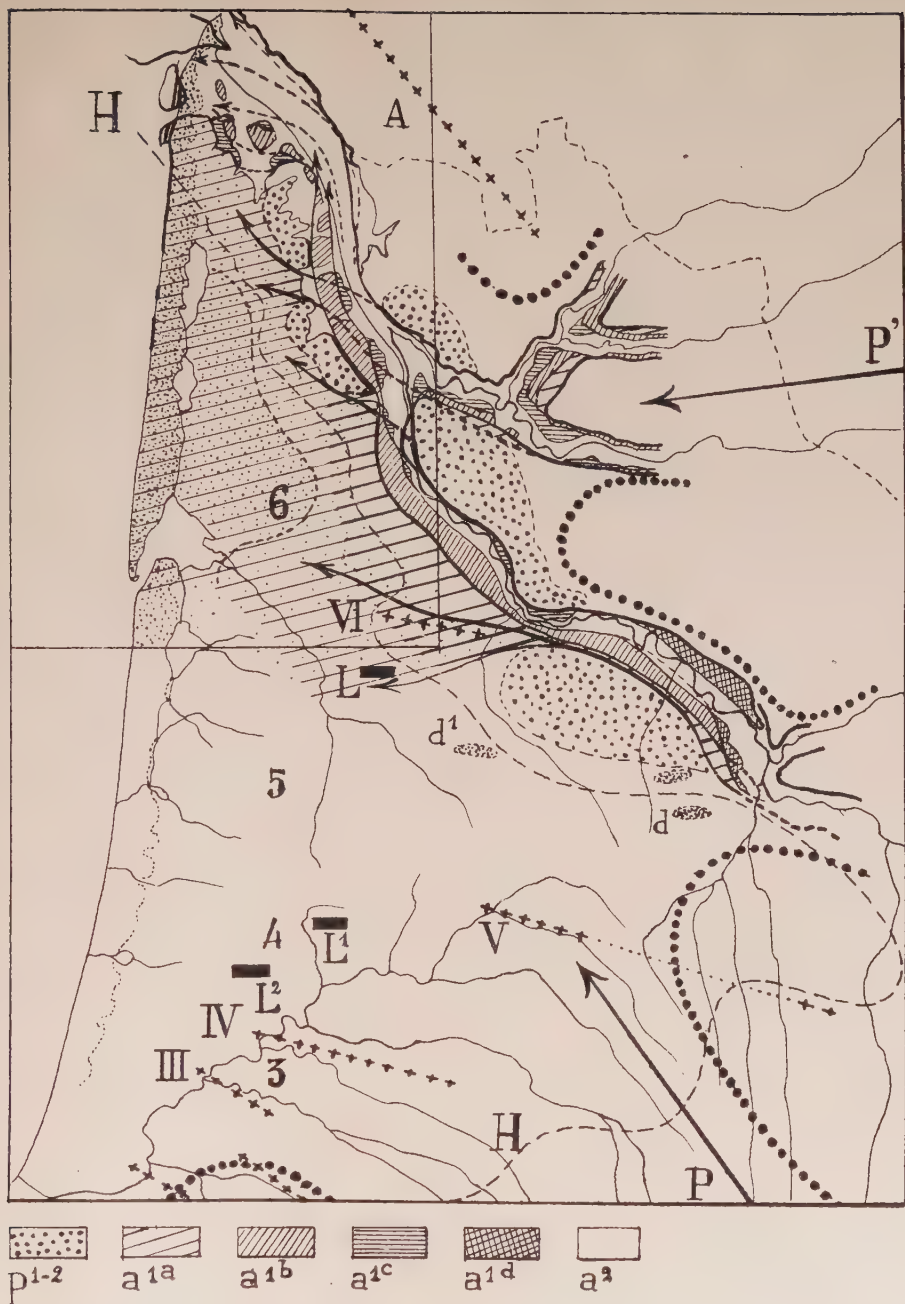


FIG. 54. — Vue d'ensemble des terrains de revêtement du Médoc et leur place dans la partie occidentale du Bassin d'Aquitaine.

— — — H : position du rivage helvétien.

• • • : limites approximatives de l'arrivée des deltas pliocènes.

+ + + A. III, IV, V, VI : anticlinaux. — 3, 4, 5, 6 : synclinaux.

→ P, P' : direction des plans d'élévation et d'abaissement.

L, L¹, L² : lignites. — d, d¹ : massifs de dunes continentales.

et déterminé les modalités des phénomènes que nous avons décrits dans le présent mémoire dans la partie occidentale de la Gironde et plus particulièrement dans le Médoc.

En définitive, ces phénomènes ne peuvent être expliqués que par rapport aux mouvements alpins et à l'évolution du synclinal girondin considéré comme la bordure de la fosse atlantique. Les premiers, qui se traduisent par le relèvement général du Bassin d'Aquitaine dans le sens vertical, sont dits épirogéniques.

Les déformations résultant de poussées tangentielles expriment une activité orogénique. En réalité, à mesure que l'on s'approche du centre des aires de surélévation, les différences entre les deux sortes de mouvements s'atténuent et finissent par disparaître. On peut donc se représenter les premiers comme un soulèvement d'ensemble d'un axe montagneux compensé par un affaissement d'une fosse géosynclinale. Entre les deux aires d'élévation et d'abaissement le sol n'est pas entraîné passivement; il continue la réalisation du plan structural qui a commencé avec les déformations de l'ensemble dont il fait partie.

Le développement de la surrection d'une aire montagneuse en relation avec la formation d'une fosse géosynclinale explique ainsi la continuité du développement d'un plan structural propre à chaque région. Il s'ensuit que les déformations du synclinal girondin accompagnent comme une conséquence les mouvements d'élévation et d'abaissement du Bassin d'Aquitaine.

RÉSULTATS

Les résultats obtenus par les recherches qui font l'objet du présent mémoire ressortent de la comparaison des deux cartes des figures 53 et 54.

La première représente les connaissances que l'on avait sur les terrains de revêtement de la partie occidentale du Bassin d'Aquitaine, au moment où nous avons commencé notre étude du Médoc. On y voit le complexe mal défini appelé « Sable des Landes » réunir la plus grande partie de ces terrains, tandis que les alluvions proprement dites sont limitées à des bandes étroites le long des fleuves.

De plus, on remarque que la place et la signification de ces alluvions varie avec chaque « *feuille* » et sont d'autant mieux définies que la « *feuille* » est plus récente. La réunion des différentes « *feuilles* » aboutit à une représentation hétérogène. Les progrès qu'accusent les deux dernières, *La Réole* et *Libourne*, et la carte *B* de M. BALLAND, montrent la fécondité de l'hypothèse des terrasses fluviales telle qu'elle a été définie par l'Ecole de DEPÉRET.

Nos recherches ont eu d'abord pour objet d'en faire une application au Médoc. Si nous avons dû en définitive nous en écarter, nous lui devons du moins de nous avoir présenté des problèmes bien définis et une méthode de travail.

Les résultats auxquels nous sommes parvenus sont représentés dans la figure 54. En les énonçant, nous définirons la contribution que le présent mémoire apporte à la connaissance des terrains de revêtement du Médoc et, indirectement, de la partie occidentale du Bassin d'Aquitaine.

STRATIGRAPHIE

Les dépôts de revêtement du Médoc sont composés de cinq nappes d'alluvions anciennes, des alluvions modernes et du Sable des Landes.

Alluvions anciennes

1° *Les deux premières nappes, attribuées au Pliocène (p^{1-2-3}) et au Quaternaire inférieur (a^{1a}), avaient été confondues jusqu'ici avec le Sable des Landes.*

2° Des trois suivantes les deux plus anciennes, du Quaternaire moyen (a^{1b} et a^{1c}), avaient été déjà reconnues dans le cours moyen de la Garonne et de la Dordogne par BLAYAC, MM. CHAPUT et BALLAND.

Nous nous séparons de ces auteurs en mettant en relief une nappe d'alluvions anciennes plus récente, du Quaternaire supérieur a^{1d} , recouverte dans l'estuaire par les dépôts de remblaiement.

3° Les nappes alluviales du Médoc ne sont que le prolongement des niveaux de terrasses déjà distinguées dans le cours moyen de la Garonne et de la Dordogne; *mais leur raccordement avec ces niveaux n'est pas celui qui a été admis jusqu'ici.*

Les terrasses de 55-60 (M. CHAPUT), du cours moyen, et celles de 40-45 (M. BALLAND), de l'Ouest de Bordeaux, ne sont pas contemporaines. Les premières se raccordent avec les terrasses a^{1b} de la première partie du Quaternaire moyen et les secondes appartiennent à la nappe alluviale a^{1a} du Quaternaire inférieur.

Les basses-terrasses de l'estuaire ne sont pas le prolongement des basses-terrasses du cours moyen et supérieur. Elles appartiennent à la nappe alluviale a^{1c} de la deuxième partie du Quaternaire moyen, tandis que les secondes forment la nappe alluviale a^{1d} du Quaternaire supérieur.

Alluvions modernes

Les alluvions modernes ne comprennent pas la totalité des dépôts qui constituent les plaines modernes. Elles doivent être limitées aux dépôts fins de remblaiement qui recouvrent la dernière nappe alluviale ancienne a^{1d} . Cette interprétation s'éloigne de celles de MM. CHAPUT, BALLAND et L. GLANGEAUD qui ont parlé des alluvions modernes de la Gironde et de la composition de l'étage flandrien tel qu'il a été défini par M. DUBOIS.

Sable des Landes

Ainsi que l'avait vu BLAYAC, le Sable des Landes est un sable éolien entièrement distinct des dépôts alluviaux, mais il ne provient pas, comme le pensait cet auteur, de la démolition d'une chaîne dunaire littorale. Il est antérieur à la formation des dunes modernes et anciennes.

C'est essentiellement un produit de l'érosion des alluvions anciennes et en particulier de la nappe alluviale externe. Son dépôt, postérieur au Paléolithique supérieur (a^{1d}) et antérieur au Néolithique, doit être rapporté au Mésolithique.

Le Sable des Landes recouvre d'une mince couche les alluvions anciennes du Bas-Médoc et de la zone axiale. Il se trouve en formation épaisse et indépendante, sur le versant occidental, dans le centre du synclinal girondin. Il représente là l'équivalent continental des dépôts marins de comblement du Quaternaire moderne.

TECTONIQUE

Les différentes nappes alluviales convergent vers l'embouchure; leur inclinaison s'oppose à l'existence sur la côte atlantique.

tique, pendant le Pliocène et le Quaternaire, d'un niveau marin notablement différent du niveau actuel.

Leur formation ne peut être par conséquent attribuée aux variations du niveau marin; seuls des mouvements du sol peuvent l'expliquer. Ceux-ci sont de deux sortes : des mouvements d'élévation et d'abaissement de l'ensemble du Bassin (épirogéniques) et des déformations (orogéniques).

Les mouvements orogéniques du synclinal girondin pendant le Pliocène et le Quaternaire continuent l'évolution du plan structural de la tectonique girondine, qui s'était développé pendant les périodes antérieures du Tertiaire.

La conception qui attribue un rôle déterminant exclusif aux mouvements du sol s'oppose à la théorie eustatique qui est fondée sur le postulat de la stabilité d'ensemble de l'écorce terrestre. Notre interprétation aboutit à une représentation dynamique des faits géologiques et tend également à dégager de leur devenir les lois permanentes dont les phénomènes décrits dans ce travail sont le reflet.

PALÉOGRAPHIE

Les aspects successifs qui se sont présentés dans le Médoc pendant le Pliocène et le Quaternaire sont la conséquence et l'expression directe de l'évolution du cours inférieur de la Garonne et de la Dordogne. La carte de la figure 54 retrace les étapes de cette évolution.

Pliocène

La partie occidentale du Bassin d'Aquitaine a été recouverte par les deltas pliocènes. *L'arrivée de ces deltas se faisait dans les anciens golfes de la dernière mer miocène (H), c'est-à-dire dans les synclinaux qui se sont individualisés pendant le Tertiaire.*

A l'Ouest, la Garonne et le Lot débouchaient dans l'ancien golfe helvétique de Lectoure et formaient un delta commun dans le synclinal 5 qu'ils comblaient de leurs dépôts. La région du Bazadais faisait partie de leur domaine.

Au Nord, le système fluvial de la Dordogne se déversait dans le synclinal 6 de Bordeaux. *La nappe alluviale p¹⁻²⁻³ du Médoc doit être par conséquent attribuée à une Dordogne pliocène.* Des déformations du sol accompagnaient le comblement du

bassin pliocène occidental : les synclinaux s'approfondissaient pendant que les anticlinaux formaient des zones de résistance à l'abaissement. Au Pliocène supérieur, l'accentuation des déformations séparait les deltas des différents bassins et les limitait au centre des zones synclinales. Sur leurs bords se développaient de puissantes forêts dont les restes accumulés ont formé d'épais dépôts de lignites *L* (Hostens), *L*¹ (Aren-gosse), *L*² (Laluque).

Quaternaire

Le mouvement de régression du début du Quaternaire est marqué par des changements très importants. La Garonne et la Dordogne, dont le cours devient plus rapide par suite du redressement de leur profil d'équilibre, creusent leur vallée dans la nappe alluviale pliocène en prenant la direction du Nord-Ouest.

La Garonne et le Lot, réunis par capture (1), se dirigent vers le synclinal de Bordeaux 6 (figure 1, S) et la Dordogne vers le synclinal de Pauillac (figure 1, S').

Pendant cet épisode les deux fleuves taillent une falaise sur leur rive droite et recouvrent le Médoc d'une nappe alluviale qui vient se superposer à la précédente, au delà de la zone axiale.

La nouvelle phase de régression qui inaugure le Quaternaire moyen est suivie, pour la même cause que précédemment, d'un nouveau changement de direction du cours de la Garonne et de la Dordogne. Les deux fleuves, réunis par capture, prennent la direction du Nord.

En conservant cette même direction générale, ils se déplacent ensuite progressivement vers l'Est en laissant sur leur rive gauche la nappe alluviale interne.

Pendant cet épisode, les variations d'intensité des mouvements d'élévation du bassin provoquent la formation de nappes alluviales distinctes par accentuation ou ralentissement des phénomènes de creusement et d'alluvionnement. L'oscillation la plus importante est celle qui sépare la nappe *a*^{1d} des deux précédentes *a*^{1b}-*a*^{1c}.

L'abaissement général du bassin, accompagné de l'affaisse-

(1) D'importants massifs de dunes continentales, situés sur l'alignement Casteljaloux (Lot-et-Garonne)-Cazalis (Gironde), marquent l'emplacement et jalonnent la direction du dernier lit mineur pliocène avant le passage du fleuve, du synclinal 5 au synclinal 6.

ment de la bordure occidentale du synclinal girondin, provoque la submersion de la bordure littorale, la destruction de la partie occidentale des différentes nappes alluviales et le remblaiement de l'estuaire.

Sur le continent s'effectue le dépôt des Sables des Landes. *Les bassins hydrographiques du versant occidental, malgré le comblement partiel de leur partie inférieure, restent ouverts vers l'Océan*, contrairement aux idées exposées par WELSCH, SAINT-JOURS et certains préhistoriens.

Ils le resteront jusqu'à l'arrivée sur l'emplacement du littoral actuel, vers le ^v^e siècle, de la masse de sable des dunes modernes que la mer chassait devant elle à mesure que son rivage progressait par érosion de la bordure continentale.

La ligne rectiligne du rivage médocain résulte de l'action simultanée de l'érosion de sa partie nord et du comblement de sa partie sud. Ces phénomènes, contrairement à la thèse défendue par SAINT-JOURS, se poursuivent de nos jours et continuent à modifier la ligne du rivage.

RÉSULTATS GÉNÉRAUX

*Les faits de premier ordre qui **dirigent** la production des phénomènes que nous venons de décrire sont : la formation d'un bassin de comblement pliocène dans la partie occidentale du Bassin d'Aquitaine, la production des deux mouvements de régression du début du Quaternaire inférieur et du Quaternaire moyen et la transgression du Quaternaire moderne.*

*Les faits de second ordre qui **accompagnent** les premiers et qui déterminent des déplacements de moindre amplitude du cours des fleuves et les modalités des phénomènes de creusement, d'alluvionnement et de comblement, consistent en des déformations du sol selon l'évolution du plan structural de la tectonique du synclinal girondin.*

En définitive, les dépôts de revêtement du Médoc, formation, distribution, position, transformations et aspect actuel ont pour cause déterminante des mouvements du sol.

Des mouvements qui s'étendent à la totalité d'un bassin important comme le Bassin d'Aquitaine ne peuvent être considérés comme des mouvements locaux. Ils font nécessairement partie d'un ensemble dont le bassin est partie constituante.

En bref, il n'y a pas de position intermédiaire entre la théorie eustatique et la théorie orogénique et épiro-

génique. Dès que l'on a reconnu que les mouvements du sol n'ont pas le caractère d'accidents, mais celui de cause déterminante, il faut enlever cette dernière signification aux mouvements eustatiques.

Cette conclusion ne signifie pas nécessairement que le niveau marin est rigoureusement fixe. Il a pu subir des variations temporaires. Mais dans ce cas, il faut reconnaître que ses variations n'ont pas eu l'ordre et la régularité que leur reconnaît la théorie eustatique, que leur amplitude a été faible et qu'elles n'ont pas exercé d'action directrice sur les phénomènes généraux de creusement. Elles auraient pu seulement modifier les caractères du comblement au voisinage du littoral pendant les périodes d'abaissement. Pour le cas de la Gironde, un remblaiement de 10 mètres du Quaternaire moderne aurait pu être réalisé aussi bien par une élévation du niveau marin que par un abaissement du sol. L'impossibilité où l'on se trouve de justifier un choix par des faits ne peut être considérée comme un argument contre la conception de la mobilité du sol, qui possède une valeur explicative générale.

Les conclusions tirées de l'étude du Médoc et de la partie occidentale du Bassin d'Aquitaine ont donc une portée générale. Elles peuvent être résumées dans le tableau suivant :

I. CONCEPTIONS ET HYPOTHÈSES
RECONNUES INEXACTES

1. *En règle générale les nappes alluviales ont été déposées à l'altitude qu'elles occupent actuellement.*

2. *Les variations absolues (mouvements eustatiques) de la position du niveau marin sont la cause principale de la formation des nappes alluviales.*

A chaque terrasse fluviale correspond une terrasse marine de même altitude.

II. CONCLUSIONS ADOPTÉES

1. *L'altitude à laquelle on trouve les différentes nappes alluviales n'est pas originelle; elle a été acquise progressivement et postérieurement à leur formation.*

2. *La formation des nappes alluviales est due aux mouvements d'élévation et d'abaissement du sol.*

Les plages soulevées ou abaissées sont dues à des mouvements d'élévation et à des déformations du sol en relation avec la structure tectonique de chaque région.

3. *Le Quaternaire est une période de stabilité; le relief avait acquis ses lignes actuelles à une époque antérieure.*
3. *Le Quaternaire, comme les périodes antérieures, est caractérisé par la mobilité de l'écorce terrestre; les lignes actuelles du relief sont dues à des mouvements épirogéniques et orogéniques qui se sont produits pendant cette période selon l'évolution du système tectonique propre à chaque région.*
4. *Le Quaternaire est une période originale dont les caractères distinctifs sont assez marqués pour justifier une séparation très nette du Tertiaire et pour considérer qu'ils appartiennent à une ère nouvelle.*
4. *Le Quaternaire ancien joint au Pliocène, d'une part, et le Quaternaire moderne d'autre part, constituent respectivement une phase de régression et une phase de transgression semblables par leurs caractères et leur importance à celles qui se sont produites en Aquitaine, pendant le Tertiaire. Il n'y a aucune raison d'ordre tectonique et stratigraphique pour séparer du Tertiaire et ériger en ère ces deux nouvelles étapes de la formation du Bassin d'Aquitaine.*

Les différentes conclusions adoptées définissent le rôle des mouvements du sol pendant le Quaternaire et leurs relations avec la formation des nappes alluviales. Elles expriment en même temps une conception générale d'après laquelle les mouvements orogéniques et la formation du relief seraient en un devenir perpétuel.

L'idée de mouvements violents, ou tout au moins rapides, tirée de déformations bien définies, serait une simple vue de l'esprit, lequel situerait arbitrairement en un moment du temps le résultat des modifications qui se sont développées pendant des milliers d'années ou de siècles.

La stabilité apparente du sol, pendant notre époque, ne serait qu'une illusion provenant de ce que l'homme dispose d'une échelle du temps trop petite pour mesurer des phénomènes dont la signification est masquée par leur

lenteur et par l'extrême diversité de leurs manifestations.

En attribuant à ces manifestations une originalité qu'elles n'ont pas, on donne au Quaternaire une signification qui sépare cette période des périodes géologiques antérieures. Si on joint encore à cette conception la valeur abusive donnée à l'apparition de l'espèce humaine, on arrive à introduire dans le dernier chapitre de la science géologique des interprétations finalistes et anthropocentriques qui en faussent le sens.

En rattachant au contraire les phénomènes récents et actuels aux causes profondes et permanentes dont l'action a dirigé la production des grands faits géologiques du passé, l'homme redonne à ces phénomènes leur ordre de grandeur, retrouve les lois qui président à l'évolution de l'écorce terrestre et s'efface de la scène qu'il décrit.

BIBLIOGRAPHIE

1. ARTIGUE (H.). — Etude sur l'estuaire de la Garonne et la partie du littoral comprise entre la pointe de la Négade et la pointe de la Coubre. *Soc. Linn. Bordeaux*, Mélanges géol., t. XVII, n° 7, 1877.
2. ARTIGUE (H.). — Sur les bancs coquilliers rue Carle-Vernet et cours d'Alsace-Lorraine. *P.-V. Soc. Linn. Bordeaux*, t. XXVIII, 1872, p. xxviii et xxxii.
3. ARTIGUE (H.). — Station préhistorique indiquée par l'abbé Caudéran. *Ibid.*, t. XXX, 1875, p. cxvi.
4. ARTIGUE (H.). — Erosions de la plage de Soulac. *Ibid.*, t. XXXIV, 1880, p. xxxvi.
5. ARTIGUE (H.). — De l'envahissement par la mer des côtes de France sur le littoral de l'Océan entre Bayonne et Royan. *Actes Soc. Linn. Bordeaux*, t. XXIX, 1873, p. 505 et 513.
6. ASTRE (G.). — Sur les irrégularités d'altitude relative des nappes alluviales de la Garonne au-dessus de l'étiage. *A. F. A. S.*, Congrès de Lyon, 1927.
7. BALLAND (R.). — Observations géologiques dans la vallée de la Jalle de Saint-Médard. *P.-V. Soc. Linn. Bordeaux*, t. LXXXVII, 1936, p. 157-224.
8. BALLAND (R.). — Sur *Elephas antiquus* à Bruges. *P.-V. Soc. Linn. Bordeaux*, t. LXXXIX, 1938.
9. BENOIST (E.). — Sables éruptifs des gravières de Monrepos. *P.-V. Soc. Linn. Bordeaux*, t. XXXIX, 1885, p. xxiv.
10. BENOIST (E.). — Description géologique et paléontologique des communes de Saint-Estèphe et de Vertheuil. *Actes Soc. Linn. Bordeaux*, t. XXXIX, 1885, p. 79 et 301.
11. BERTRUC (Abbé). — Saint-Elène-de-l'Estang. Bordeaux, 1933.
12. BIGOT (A.). — Les terrasses littorales du Cotentin. *C. R. Congrès Intern. Géol.*, Paris, 1933, t. II, p. 87-89.
13. BIGOT (A.). — Plages suspendues et terrasses littorales des îles anglo-normandes. *Bull. Soc. Linn. Normandie*, Caen, t. VII, 1934, p. 4-12.
14. BILLAUDEL. — Essai sur le gisement, la nature, l'origine et l'emploi des cailloux roulés qui servent à la construction

- des routes de la Gironde. *Actes Soc. Linn. Bordeaux*, t. IV, 1830, p. 227.
15. BLAYAC (J.). — Relation du Sable des Landes avec les terrasses de l'Adour. *CR. Ac. Sc.*, t. CLVIII, 1914.
 16. BLAYAC (J.). — Contribution à l'étude du Quaternaire des Landes et de la Gironde. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XXIII, 1913-1914, p. 136-140.
 17. BLAYAC (J.). — Relation des sables des Landes avec les terrasses de la Garonne. *CR. Ac. Sc.*, t. 157, 1913, p. 1483-1485.
 18. BLAYAC (J.). — Contribution à l'étude du sol des Landes de Gascogne. *Ann. de Géographie*, t. 25, 1916, p. 23-46.
 19. BLAYAC (J.). — Les sables des Landes. *C. R. somm. S. G. F.*, n° 10, 1916, p. 85-86.
 20. BLAYAC (J.). — Feuille de Libourne. *Bull. Carte géol. Fr.*, 1900, 1901, 1902.
 21. BLAYAC (J.). — Les terrasses quaternaires marines du Bas-Languedoc. *C. R. 69^e Congrès Soc. Sav.*, Montpellier, 1935, p. 73-75.
 22. BLAYAC (J.). — Le vignoble du Saint-Emilionnais dans ses rapports avec la géologie. *P.-V. Séances Acad. Agr. de Fr.*, 20 décembre 1933.
 23. BLAYAC (J.). — Le vignoble de l'Entre-deux-Mers dans ses rapports avec la géologie. *Journal Petite Gironde*, n° 2, 10, 16 août 1936.
 24. BOUBÉE (N.). — Sur le creusement des vallées à plusieurs étages, etc. *B. S. G. F.*, (1), t. XXI, 1850.
 25. BRIQUET (A.). — Notes sur quelques formations quaternaires du littoral du Pas-de-Calais. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, Lille, t. XXXV, p. 211.
 26. BRIQUET (A.). — Chronologie du Quaternaire de l'Europe occidentale. *B. S. G. F.*, (5), t. VI, 1936, p. 403.
 27. BOURCART (J.) (1). — Au sujet des formations quaternaires du Maroc atlantique. *C. R.-somm. S. G. F.*, 1933, p. 119.
 28. BRUTAÏLS (J.-A.). — Les îles de la Basse-Garonne et de la Gironde. Bordeaux, 1913.
 29. BUFFAULT (P.). — Etude sur la côte et les dunes du Médoc. Bordeaux, 1897.
 30. BUFFAULT (P.). — Les grands étangs littoraux de Gascogne. *Bull. de Géogr. hist. et descript.*, n° 2, 1906.
 31. BUFFAULT (P.). — Le littoral de Gascogne. Bordeaux, 1908.
 32. BUFFAULT (P.). — Modifications actuelles et anciennes du littoral de Gascogne. *Rev. Géogr. Comm. Bordeaux*, décembre 1930, p. 1-35.
 33. CAILLEUX (A.). — Les actions éoliennes périglaciaires quaternaires en Europe. *B. S. G. F.*, (5), t. VI, 1936, p. 495-496.

(1) Dans le texte, pages 304 et 305, lire BOURCART.

34. CAUDÉRAND (Abbé H.). — Note sur une formation d'eau douce dans la falaise sableuse du rivage océanique au Vieux-Soulac. *Actes Soc. Linn. Bordeaux*, t. XXV, 1864, p. 465.
36. CAYEUX. — Caractères morphologiques et minéralogiques des sables des dunes de Gascogne. *C. R. somm. S. G. F.*, 19 juin 1916.
37. CHAPUT (E.). — Recherches sur les terrasses alluviales de la Loire. *Thèse*, Lyon, 1917.
38. CHAPUT (E.). — Présentation d'une carte d'ensemble au millionième des terrasses des grandes vallées françaises. *C. R. du Congrès International de Géographie*, Paris, 1931.
39. CHAPUT (E.). — Le rôle des surfaces polygéniques dans le modelé. Extrait du « Deuxième rapport de la Commission de terrasses pliocènes et pléistocènes ». *Union Géographique Internationale*, Florence, 1930.
40. CHAPUT (E.). — Recherches sur les terrasses alluviales de la Seine. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XXVII, 1908.
41. CHAPUT (E.). — Observations complémentaires sur les alluvions et les terrasses de la Loire. *Bull. Soc. Géol. et Min. de Bretagne*, t. 4, fasc. 2, 1923, p. 101-102.
42. CHAPUT (E.). — L'origine des terrasses de la Garonne. *B. S. G. F.*, (4), t. XXIV, 1924, p. 449.
43. CHAPUT (E.). — Deux types de terrasses alluviales : terrasses monogéniques et terrasses polygéniques. *CR. Ac. Sc.*, t. 178, 1924, p. 2187.
44. CHAPUT (E.). — Recherches sur l'évolution des terrasses de l'Aquitaine. *Bull. Soc. Hist. Nat. de Toulouse*, 1927.
45. CHASTAIGNER. — Sur l'origine des silex travaillés trouvés dans le département de la Gironde. *CR. Ac. Sc.*, séance du 25 mai 1868.
46. COMMONT (V.). — Terrasses alluviales de la vallée de la Somme. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. XXXIX, 1911, p. 210-245.
47. CORNIL (P.-A.). — Note sur les terrasses alluviales de la vallée de la Dordogne aux environs de Sainte-Foy-la-Grande. *Congrès Nat. Soc. Fr. de Géogr.*, Bordeaux, 1908, p. 414-426.
48. CROIZIER. — Gravières quaternaires et foyer préhistorique aux environs de Ruelle-sur-Touvre (Charente). *P.-V. Soc. Linn. Bordeaux*, t. XL, 1886, p. xxx.
49. DALEAU (Fr.). — Le gisement quaternaire de Marignane, commune de Tauriac. *Actes Soc. Linn. Bordeaux*, t. LXVIII, 1903, p. 321.
50. DANGEARD (L.). — Documents de géologie sous-marine. Golfe de Gascogne : Tertiaire et Quaternaire. *Bull. Soc. Géol. Min. de Bretagne*, 1921, p. 258-260.
51. DANGEARD (L.). — Documents concernant l'étude des sédiments des passes de la Gironde. *Ibid.*, t. IV, fasc. 1, 1925.

52. DANGEARD (L.). — Sur la définition de l'étage normanien. *C. R. somm. S. G. F.*, 1936.
53. DEGRANGE-TOUZIN. — Erosions produites sur le rivage océanique par les tempêtes de l'hiver 1903-1904 entre Soulac et la Pointe de Grave. *P.-V. Soc. Linn. Bordeaux*, t. LIX, 1904, p. cv-cx.
54. DEGRANGE-TOUZIN. — L'argile de Soulac, du Gulp et de Montalivet. *Ibid.*, t. LX, 1905, p. 92.
55. DELFORTRIE (E.). — Emersion du fond des mers sur les côtes de Gascogne. Epoque de la fabrication des pointes de flèches en silex des Landes. *Soc. Linn. Bordeaux*, Mélanges géol., t. IX, n° 6, 1869.
56. DELFORTRIE (E.). — Empiètements de la mer sur la plage d'Arcachon. *Actes Soc. Linn. Bordeaux*, t. XXIX, 1873, p. 461-493.
57. DELFORTRIE (E.). — Note supplémentaire sur l'affaissement des côtes de Gascogne. *Ibid.*, p. 499-504.
58. DELFORTRIE (E.). — Nouveaux documents sur l'affaissement des côtes de Gascogne de 1770 à nos jours. *Ibid.*, t. XXX, 1875, p. 78-79.
59. DELFORTRIE (E.). — Etude des phénomènes géologiques qui se produisent depuis des siècles sans discontinuité sur le littoral des départements de la Vendée et de la Charente-Inférieure. *Soc. Linn. Bordeaux*, Mélanges géol., t. XII, n° 3, 1876.
60. DELFORTRIE (E.). — Sur les bancs coquilliers dans la Gironde. *P.-V. Soc. Linn. Bordeaux*, t. XXVIII, 1871, p. xxix-xxxii.
61. DELFORTRIE (E.). — Les dunes littorales du golfe de Gascogne. *Ibid.*, t. XXXIII, 1879, p. i et xxiii.
62. DENIZOT (G.). — Les variations de l'époque quaternaire et les hypothèses astronomiques appliquées au territoire français. *C. R. Congrès Soc. Savantes*, Alger, 1930, p. 44-56.
63. DENIZOT (G.). — Terrasses alluviales du bassin de la Garonne en amont de Toulouse. *C. R. Trav. d'Hist. Nat. Bull. Sect. de Géogr.*, t. 37, 1922, p. 47.
64. DENIZOT (G.). — Contribution à l'étude du Quaternaire de France. *B. S. G. F.*, (4), t. XXIV, 1924.
65. DENIZOT (G.). — Sur le raccordement des terrasses de la Garonne entre Toulouse et l'embouchure. *C. R. 47^e Congrès A. F. A. S.*, Bordeaux, 1923, p. 410.
66. DENIZOT (G.). — L'origine des terrasses de la Garonne. *C. R. somm. S. G. F.*, 1925, p. 130 et 178.
67. DENIZOT (G.). — Observations sur la glaciation quaternaire et les terrasses de la région lyonnaise. *B. S. G. F.*, (5), t. III, 1933, p. 555.
68. DENIZOT (G.). — Observations sur le Quaternaire moyen de la

- Méditerranée occidentale et sur la signification du terme Monastirien. *B. S. G. F.*, (5), t. V, 1935, p. 559.
69. DENIZOT (G.). — Note sur les sondages du Port de Bouc (Bouches-du-Rhône) et sur la géologie de l'étang de Caronte. *B. S. G. F.*, (5), t. VI, 1936, p. 459-472.
70. DEPÉRET (Ch.). — Essai de coordination chronologique générale des temps quaternaires. *CR. Ac. Sc.*, t. 167, 1918.
71. DEPÉRET (Ch.) et MAYET (L.). — Monographie des éléphants pliocènes d'Europe et de l'Afrique du Nord. *Ann. Univ. de Lyon*, nv. série I, fasc. 42, 1923, p. 91-224.
72. DEPÉRET (Ch.) et CHAPUT (E.). — Nouvelles observations sur la corrélation des terrasses fluviales et des industries paléolithiques. *C. R. somm. S. G. F.*, 7 avril 1924, p. 64.
73. DESMOULINS (Ch.). — Le bassin hydrographique de Couzeau dans ses rapports avec la vallée de la Dordogne. La question diluviale et les silex ouverts. *Actes Soc. Linn. Bordeaux*, t. XXV, 1864, p. 67.
74. DESMOULINS (Ch.). — Etude sur les cailloux roulés de la Dordogne. *Ibid.*, t. XXVI, 1866, p. 27.
75. DOLLFUS (G.-F.). — Les dépôts quaternaires du bassin de la Seine. *B. S. G. F.*, (3), t. 6, 1877-1878, p. 318-346.
76. DUBALEN (P.-E.). — Aperçu géologique sur la région du Sable des Landes. *Bull. Soc. de Borda*, Dax, 1911, p. 141-157.
77. DUBLANGE (M.). — Les alluvions quaternaires de la vallée de la Dordogne. *Bull. Soc. Préhist. Fr.*, 1910.
78. DUBOIS (G.). — Un recul du littoral à Loon-Plage. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, 3 novembre 1925.
79. DUBOIS (G.). — Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France. *Mém. Soc. Géol. du Nord*, t. VIII, Mém. n° 1, Thèse, Lille, 1924.
80. DUBOIS (G.). — Le Flandrien et la transgression flandrienne de la Manche à la région danno-finno-scandinave. *C. R. de la Réunion Géol. Intern.*, Copenhague, 1928.
81. DUBOIS (G.). — Le littoral flamand de Calais à Dunkerque. *B. S. G. F.*, (4), t. 28, 1928.
82. DUBOIS (G.). — Un tableau de l'Europe flandrienne. *Extr. Liv. Jubilaire du Centenaire S. G. F.*, 1930.
83. DUBOIS (G.). — Remarques sur les essais de Carte paléogéographique des lignes du rivage quaternaire du littoral de la France. *C. R. Congrès Intern. Géol.*, Paris, 1931.
84. DUFFART. — Distribution géographique des dunes continentales de Gascogne. *Bull. Soc. Géogr. Comm. Bordeaux*, 1898.
85. DULIGNON-DESGRANGES. — Excursion sur le littoral de Gascogne. *Actes Soc. Linn. Bordeaux*, t. XXXI, 1877, p. 41.
86. DULIGNON-DESGRANGES. — L'âge des silex du littoral de

- l'Océan. *Bull. Soc. d'Anthrop. de Bordeaux et du Sud-Ouest*, t. I, 1884.
87. DULIGNON-DESGRANGES. — Matériaux concernant la question de l'affaissement du littoral girondin. *Actes Soc. Linn. Bordeaux*, t. XXXII, 1878, p. 102-108, 1 pl.
88. DULIGNON-DESGRANGES. — Ossements de *Rhinoceros* et d'*Elephas* trouvés à Cadillac. *P.-V. Soc. Linn. Bordeaux*, t. XXXIII, 1879, p. xvii.
89. DULIGNON-DESGRANGES. — Dunes de Gascogne. *Ibid.*, p. xxiii.
90. DULIGNON-DESGRANGES. — Stations préhistoriques du Bas-Médoc. *Soc. Archéol. Bordeaux*, 1877.
91. DULIGNON-DESGRANGES. — *Id.* Carte : *Revue Cathol. Bordeaux*, 1877.
92. DURÈGNE (E.). — Dunes primitives et forêts antiques de la côte de Gascogne. *Soc. Linn. Bordeaux*, Mélanges géol., t. XXXII, n° 10, 1897.
93. DURÈGNE (E.). — Sur le mode de formation des dunes primaires de Gascogne. *Ibid.*, t. XXXIV, n° 3, 1897.
94. DURÈGNE (E.). — Constitution géologique des crassats du Bassin d'Arcachon. *P.-V. Soc. Linn. Bordeaux*, t. XL, 1886, p. LXXII.
95. DURÈGNE (E.). — Sur la distinction de deux âges dans la formation des dunes de Gascogne. *Ibid.*, t. XLIV, 1890, p. LXVIII.
96. DURÈGNE (E.). — Sur les dunes primaires des côtes de Gascogne. *Ibid.*, t. XLVIII, 1894, p. LXXVI.
97. DURÈGNE (E.). — Sur les dunes continentales du Sud-Ouest. *Ibid.*, t. L, 1896, p. XLVI et LXXXVI.
98. DURÈGNE (E.). — Sur les dunes avoisinant l'étang de Soustons. *Ibid.*, t. LII, 1897, p. xx.
99. DURÈGNE (E.). — Dunes anciennes et nouvelles. Carte des dunes de La Teste. *Ibid.*, t. LV, 1900, p. LXXVII et CCXVI.
100. DURÈGNE (E.). — Carte des dunes de la Gironde. *Ibid.*, t. LVI, 1901, p. XCVII.
101. DURÈGNE (E.). — Contribution à l'étude des dunes. Dunes anciennes de Gascogne. *Ibid.*, t. LVII, 1902.
102. DUTRAIT (M.). — Etudes sur la topographie ancienne et moderne du Bas-Médoc et de l'embouchure de la Gironde. *Annales de Géographie*, avril 1895, janvier et février 1898.
103. DUTRAIT (M.). — De mutationibus ora fluvialis et maritima in peninsula Medulorum et Garumna fluminis ostio ab antiquissimus temporibus ad hodiernum diem. *Thèse*, Bordeaux, 1896.
104. FABRE (A.). — Les dépôts alluviaux de la Gironde du Bec d'Ambès à l'embouchure. Relations du gisement préhis-

- torique du Gulp avec ces dépôts. *P.-V. Soc. Linn. Bordeaux*, t. LXXXVIII, 1936, p. 98-104.
105. FABRE (A.). — Observations sur le littoral du Bas-Médoc. *Ibid.*, p. 115-117.
106. FABRE (A.). — Note sur la formation du Bassin d'Arcachon. *Ibid.*, p. 137-138.
107. FERRIER (E.). — La Préhistoire en Gironde. Bordeaux, 1938.
108. FISCHER (P.). — Coquilles fossiles recueillies dans un banc argilo-sableux sur la plage d'Arcachon. *P.-V. Soc. Linn. Bordeaux*, t. XXXI, 1877, p. xxxiii.
109. GASSIES (J.-B.). — Découverte au Gulp d'une mâchoire fossile d'Elephant. *Ibid.*, t. XXX, 1875, p. cxxxiv.
110. GASSIES (J.-B.). — Progrès des études préhistoriques dans le Sud-Ouest de la France depuis trois ans. *Mém. Soc. Archéol. Bordeaux*, t. II, 1876.
111. GIGNOUX (M.). — Les formations marines pliocènes et quaternaires de l'Italie du Sud et de la Sicile. *Thèse*, Lyon, 1913.
112. GIGNOUX (M.) et FALLOT (P.). — Contribution à la connaissance des terrains néogènes et quaternaires marins sur les côtes méditerranéennes d'Espagne. *C. R. XIV^e Session Congrès Géol. Intern.*, Espagne, 1926, p. 413-521.
113. GIGNOUX (M.). — Notice à la mémoire du Général DE LAMOTHE. *B. S. G. F.*, (5), t. VII, 1937, p. 203-208.
114. GIRARD (R.). — Le puits artésien de l'Île des Oiseaux. *Bull. Station Biol. d'Arcachon*, t. XXV, 1928.
115. GIRARD (R.). — Recherches minéralogiques sur les eaux artésiennes de la région bordelaise. *Thèse*, Bordeaux, 1929.
116. GLANGEAUD (L.). — Sur les dépôts marins du Flandrien dans l'Estuaire de la Gironde. *P.-V. Soc. Linn. Bordeaux*, t. LXXXVII, 1935.
117. GLANGEAUD (L.) et SAUGNAC (R.). — Observations sur la géologie et la tectonique de la région d'Arcachon. *Ibid.*, t. LXXXVII, 1935.
118. GLANGEAUD (L.) et AYMÉ (A.). — Les plissements post-éocènes sur la carte au 1/50.000^e de l'Arba, Algérie. *B. S. G. F.*, (5), t. 3, 1933, p. 129.
119. GLANGEAUD (L.). — Etude géologique de la région littorale de la province d'Alger. *Thèse*, 1932.
120. GLANGEAUD (L.). — Extension et caractères pétrographiques du Flandrien marin dans l'estuaire de la Gironde. *C. R. somm. S. G. F.*, fasc. 4, 17 février 1936.
121. GOSSELET (Docteur J.). — Sur l'origine de la stratification entrecroisée dans les sables. *Soc. Linn. Bordeaux*, Mélanges géol., t. IX, n° 20 (Lille, 1882).
122. GOSSELET (Docteur J.). — Divisions à établir sur le terrain

- diluvien de la vallée de la Somme. *Ibid.*, n° 7 (Lille, 1880).
123. GOSSELET (Docteur J.) et RIGAUD (H.). — Mouvement du sol de la Flandre depuis les temps géologiques. *Ibid.*, t. XII, n° 7 (Lille, 1878).
124. GOUDINEAU (M.-J.). — Etude sur les fleuves océaniques français. Bordeaux, 1878.
125. GOUDINEAU (M.-J.). — Notes pour servir à l'histoire de l'Etat en France. Bordeaux, 1881.
126. GOUDINEAU (M.-J.). — Lettres sur les passes de la Gironde (Carte). 1884.
127. GOUDINEAU (M.-J.). — Navigabilité de la Gironde. Surveillons l'estuaire. Bordeaux, 1891 et 2^e Note en 1896.
128. GRANDJEAN (C.). — Les landes et les dunes de Gascogne. *Soc. Linn. Bordeaux*, Mélanges géol., t. XXXII (Bordeaux, 1896).
129. HARLÉ (E.). — Observations sur l'altitude du département de la Gironde pendant le Quaternaire. *B. S. G. F.*, (3), t. XXII, 1894, p. 531.
130. HARLÉ (E.). — Restes d'*Elephas primigenius* sous le Sable des Landes. *B. S. G. F.*, (4), t. X, 1910, p. 163.
131. HARLÉ (E.). — Age des dunes de l'intérieur de la Gascogne. *C. R. somm. S. G. F.*, 1912.
132. HARLÉ (E.). — La soi-disant pénéplaine landaise de Gascogne. *C. R. somm. S. G. F.*, 1912.
133. HARLÉ (E.). — Les dunes continentales des Landes de Gascogne. *CR. Ac. Sc.*, 6 novembre 1916.
134. HARLÉ (E.). — Mémoire sur les dunes de Gascogne avec les observations sur la formation des dunes. *Bull. Lect. de Géographie*, 1919.
135. HAUTREUX (A.). — Les passes de la rivière de Bordeaux. Bordeaux, 1890.
136. HAUTREUX (A.). — Les cartes de MASSE, 1707-1724. *Bull. Soc. Géogr. Comm. Bordeaux*, 1896.
137. HAUTREUX (A.). — Les bancs de la Gironde et de son embouchure; leurs mouvements. *P.-V. Soc. Sc. Phys. Nat. Bordeaux*, 26 mai 1898.
138. HAUTREUX (A.). — Les mouvements des sables dans la Gironde depuis deux cents ans. *Actes Acad. Sc., Belles-Lettres et Arts de Bordeaux*, 1898.
139. HAUTREUX (A.). — Les cartes manuscrites de MASSE. *Bull. de Géogr. Hist. et Descr.*, n° 1, 1898.
140. LABROUSSE. — Essai sur les vallées dites d'érosion. *Actes Soc. Linn. Bordeaux*, t. X, 1838, p. 65.
141. LALANNE (G.). — L'homme préhistorique dans le Médoc. *Bull. Soc. d'Anthropol. de Bordeaux et du Sud-Ouest*, t. III, fasc. 3 et 4, 1887.

142. LALANNE (G.). — Contribution à l'étude des populations néolithiques du Bas-Médoc. *C. R. XIII^e Congrès Intern. d'Anthropol. et d'Archéo-préhist.*, Monaco, 1906.
143. LALANNE (G.). — Constitution géologique du littoral océanique du Bas-Médoc dans ses rapports avec la présence de l'homme préhistorique. *Bulletin Soc. Géogr. Bordeaux*, 1910.
144. LALANNE (G.). — Les stations aziliennes du littoral océanique du Médoc (Gironde). *C. R. Congrès Intern. d'Anthropol. et d'Archéol.-préhist.*, Genève, 1912.
145. LAMOTHE (Général DE). — Note sur les anciennes plages et terrasses du bassin de l'Isse (département d'Alger). *B. S. G. F.*, (3), t. 27, 1898, p. 235-1899.
146. LAMOTHE (Général DE). — Sur le rôle des oscillations eustatiques du niveau de base dans la formation des systèmes de terrasses de quelques vallées. *CR. Ac. Sc.*, 1^{er} juin 1901.
147. LAMOTHE (Général DE). — Les anciennes nappes alluviales et les terrasses du Rhône et de l'Isère dans la région de Valence. *B. S. G. F.*, (4), t. 15, 1915, p. 3-90.
148. LAMOTHE (Général DE). — Les anciennes nappes alluviales et lignes de rivage du bassin de la Somme. *B. S. G. F.*, (4), t. XVIII, 1918, p. 3-58.
149. LARROQUETTE (A.). — Les Landes de Gascogne et la forêt landaise. Mont-de-Marsan, 1924.
150. LEDRANI. — Le port de Soulac, les dunes et étangs de la Gascogne. *Bull. Soc. Géogr. Comm. de Bordeaux*, 1908.
151. LEDRANI. — Les sables marins de la côte landaise. *Ibid.*, 1908.
152. LÉVÊQUE (F.). — Bordeaux et l'estuaire girondin, 1 vol. 163 pages. Bordeaux, 1936.
153. LEYMERIE (A.). — Mémoire sur le terrain diluvien de la vallée de l'Adour et sur les gîtes ossifères des environs de Bagnères-de-Bigorre. *Soc. Linn. Bordeaux*, Mélanges géol., t. XXXIII, n° 9, 1861.
154. LINDER (O.). — Etude sur les terrains de transport du département de la Gironde. *Actes Soc. Linn. Bordeaux*, t. XXVI, 1866, p. 385.
155. LINDER (O.). — Sur la présence de l'Alios dans la commune de Laroque. *Ibid.*, p. 594.
156. LINDER (O.). — Observations sur les dépôts tertiaires du Médoc et du Blayais. *P.-V. Soc. Linn. Bordeaux*, t. XXVII, 1869, p. xvi.
157. LINDER (O.). — Sur la présence des sables pliocènes sur la rive droite et sur la rive gauche de la Garonne. *Actes Soc. Linn. Bordeaux*, t. XXVI, 1866, p. 385.
158. LINDER (O.). — Sur la composition des sables maritimes pris

- à 77 et 85 brasses de profondeur à Contis et au Cap-Ferret (Gironde). *P.-V. Soc. Linn. Bordeaux*, t. XXVIII, 1872, p. LXII.
159. LINDER (O.). — Sur les rectifications à introduire dans son travail sur les terrains de transport du Sud-Ouest de la France, de 1868. *Ibid.*, p. LXXIV.
160. LUGEON (M.). — Sur le creusement fluvial. *CR. Ac. Sc.*, t. 179 et 180, 1924-1925.
161. MAIRAUD. — Mémoire sur les dépôts littoraux observés de Nantes à Bordeaux. *Actes Soc. Linn. Bordeaux*, t. XXII, 1859, p. 78.
162. MAURY (E.). — Sur une terrasse marine de la côte sud-ouest de la Corse. *C. R. somm. S. G. F.*, 1937, p. 188.
163. MENGEL (O.). — Oscillations des lignes du rivage pliocène du Roussillon. *C. R. somm. Ac. Sc.*, t. 158, 1914, p. 145.
164. MENGEL (O.). — Mouvements quaternaires dans l'île Majorque. *C. R. somm. S. G. F.*, 1934, p. 85.
165. MENGEL (O.). — Les raisons tectoniques probables des sources hydrominérales du Boulou. *C. R. somm. S. G. F.*, 1935, p. 197.
166. PANIAGA (DE). — Les Landes de Gascogne et les deltas de la Gironde. *Bull. Soc. Géogr. Comm. de Bordeaux*, 1906.
167. PASSERAT (Ch.). — Les origines de la vallée de la Charente. *Ann. de Géogr.*, 1911.
168. PASSEMARD (E.). — Les stations paléolithiques du pays basque et leurs relations avec les terrasses d'alluvions. *Thèse*, Univ. Strasbourg, 1924.
169. PAIRIER. — Mémoire à l'appui de l'avant-projet pour l'amélioration des passes de la Basse-Garonne. Bordeaux, 1851.
170. PATTE (E.). — Contribution à l'étude du Quaternaire dans la vallée de l'Oise. *B. S. G. F.*, (4), t. XXIV, 1924, p. 483.
171. ROBAUX (A.). — Sur une cassure importante suivant la vallée de la Meurthe à Lunéville. *C. R. somm. S. G. F.*, 1935, p. 257.
172. SAINT-JOURS (B.). — Le port de Soulac. Les dunes et les étangs de Gascogne. *Bull. Soc. Géogr. Comm. Bordeaux*, 1904, p. 297.
173. SAINT-JOURS (B.). — Les dunes du littoral gascon. *Actes Acad. Sc., Belles-Lettres et Arts de Bordeaux*, vol. 1925-1926, p. 39-192.
174. SAINT-JOURS (B.). — La mer n'empiète pas sur le Pays de Buch. *Rev. historique du Pays de Buch*, 1928.
175. SAINT-JOURS (B.). — La stabilité du pourtour de la Gascogne maritime depuis dix mille ans prouvée par la lecture du sol. *Rev. historique du Pays de Buch*, 1929.
176. SAINT-JOURS (B.). — L'âge des dunes et des étangs de Gas-

- cogne. *Soc. Linn. Bordeaux*, Mélanges géol., t. XXXV, n° 45, 1901.
177. SAINT-JOURS (B.). — Les fleuves côtiers de Gascogne. *Ibid.*, n° 46, 1902.
178. SAINT-JOURS (B.). — L'acte de naissance de la Gascogne maritime. *Ex. Bull. Société de Borda*, Dax, 1934, p. 131.
179. SAINT-JOURS (B.). — Sur la Gascogne maritime et sa route romaine. Bordeaux, 1929.
180. SAINT-JOURS (B.). — Preuves de l'antique stabilité des côtes de Gascogne. *Soc. Linn. Bordeaux*, Mélanges géol., n° 47, 1903.
181. SAINT-JOURS (B.). — Cordouan d'après les textes. *Rev. Philomathique de Bordeaux et du Sud-Ouest*, VIII^e année, n° 9 et 10, 1905.
182. WELSCH (J.). — Note géologique sur les environs de Lesparre et de Blaye. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XXI, 1911, p. 441-454.
183. WELSCH (J.). — Révision de la feuille de Lesparre. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XX, 1909-1910.
184. WELSCH (J.). — Notes géologiques sur le Médoc. *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. XXII, 1912.
185. WELSCH (J.). — Fixité de la côte atlantique. *Ann. de Géogr.*, 1914.
186. WELSCH (J.). — Les lignites du littoral. *Soc. Anthropol.*, t. XXVIII, 1917.
187. WELSCH (J.). — Les vallées pliocènes avec lignite de Bidart, Cenitz et Chabiague (Basses-Pyrénées). *B. S. G. F.*, (4), t. XV, 1915, p. 403.
188. WELSCH (J.). — Modification récente de la côte du Poitou. *Ann. de Géogr.*, t. XXVII, 1919.
189. WELSCH (J.). — Les dépôts maritimes du Centre-Ouest de la France. *C. R. Soc. Savantes*, 1926.
190. WELSCH (J.). — Le Marais poitevin. Etude de terrains modernes. *Bull. Carte géol. Fr.*, n° 137, t. XXIII, 1919.
191. WELSCH (J.). — Sur la présence des haches néolithiques dans l'argile à Scrobiculaires. *C. R. somm. S. G. F.*, 1914.
192. WELSCH (J.). — Sur les dépôts de tourbe littorale de l'Ouest de la France. *CR. Ac. Sc.*, 1910, p. 1628-1831.
193. WELSCH (J.). — Les dunes primaires de Gascogne. *CR. Ac. Sc.*, 1913.
194. VIVIEN (DE). — Recherches sur les encombrements progressifs de la Gironde et du port de Bordeaux. Paris, 1825.
-

TABLE DES FIGURES DANS LE TEXTE

(36 cartes et 66 coupes réunies en 55 figures)

HISTORIQUE ET GÉNÉRALITÉS

	Pages
Fig. 1. — Stratigraphie et structure tectonique du Médoc à la fin du Miocène	3

PREMIÈRE PARTIE

Les alluvions anciennes

CHAPITRE I. — LA NAPPE ALLUVIALE EXTERNE

Fig. 2. — Carte d'assemblage des figures qui se rapportent à l'étude de la nappe alluviale externe	17
Fig. 3. — La nappe alluviale externe de la rive gauche à l'Ouest et au Sud de Bordeaux. Carte au 1/320.000° avec courbes de niveau de 30 à 80 mètres	19
Fig. 4. — Coupes de la nappe alluviale externe de la rive gauche de la Garonne, à l'Ouest de Bordeaux	21
Coupe I : Saint-Morillon, La Brède, Mérignac, Le Haillan.	
Coupe I ^a : Saint-Médard, Canéjan, Léognan, Saucats (Moulin de l'Eglise).	
Coupe I ^b : Martignas, Cestas, Saucats (La Sime).	
Fig. 5. — Coupe III : Hostens, Marcheprime	43
Fig. 6. — La nappe alluviale et l'Helvétien de Bélilet à Arès (Coupe III ^a)	45
Fig. 7. — Région du Bassin d'Arcachon ; versant occidental. I. Carte au 1/320.000° de la région du Bassin d'Arcachon. II. Coupe IV, par Andernos, Ile des Oiseaux, Le Cap-Ferret.	47
Fig. 8. — Relations entre les terrasses de Léognan-Mérignac et la nappe alluviale externe de la rive droite et du versant occidental	49
Coupe II : Quinsac, Saucats.	
Coupe II ^a : Lormont, Mérignac, Saint-Jean-d'Ilac (Sud).	
Coupe II ^b : Eysines, Villagrains.	
Fig. 9. — La nappe alluviale externe dans le Moyen et Bas-Médoc (Carte d'ensemble)	55
Fig. 10. — La région des Pey à l'Est de Hourtin	64
Fig. 11. — Coupe entre Hourtin et Carcans	64
Fig. 12. — La nappe alluviale externe dans la partie orientale du Médoc	69

	Pages
Coupe VI : Le Taillan, Castelnau, Ouest de Listrac.	
Coupe VI ^a : Ouest de Listrac, Saint-Laurent, La Cardonne.	
Fig. 13. — La nappe alluviale externe dans la partie centrale et occidentale du Moyen-Médoc	71
Coupe V : Listrac, Brach, Lacanau-Océan.	
Coupe V ^a : La Cardonne, Naujac, Contaut.	
Fig. 14. — Coupe schématique de la falaise du Gulp	79
Fig. 15. — Le littoral des alluvions anciennes de la Pointe de la Négade à Montalivet (Carte et coupes <i>a b c d</i>)	81
Fig. 16. — La nappe alluviale externe dans le Bas-Médoc ...	87
Coupe V ^b : Bel-Air (Civrac), Gaillan, Saint-Isidore.	
Coupe VI ^b : Le Gulp, Montalivet.	
Fig. 17. — Coupe schématique des alluvions anciennes du littoral	89
Fig. 18. — Formation des nappes alluviales <i>N</i> et <i>n</i> (Carte) ..	91

CHAPITRE II. — LE SABLE DES LANDES

Fig. 19. — Formation et déplacement du Sable des Landes ..	103
Coupe I : Nodriz (Vertheuil).	
Coupe II : Château de Fonpiqueyre (Saint-Sauveur).	
Coupe III : Saint-Sauveur.	
Coupe IV : Benon (Saint-Laurent).	
Coupe V : Ramonet (Mios).	
Coupe VI : Moulins de Charité (Saint-Sauveur).	
Coupe VII : Lupian (Hourtin).	

CHAPITRE III. — LA NAPPE ALLUVIALE INTERNE

Fig. 20. — Carte d'ensemble de la nappe alluviale interne (1/320.000°)	115
I : de Blanquefort à Jau.	
II : région de Bordeaux : de Gradignan à Blanquefort.	
Fig. 21. — La nappe alluviale interne dans la région de Bordeaux	117
Coupe I : par Bruges, Lormont.	
Coupe II : par Mérignac, Cenon.	
Fig. 22. — La nappe alluviale interne de Blanquefort à Pauillac	119
Coupe I : Terrasses de Margaux et de Soussans.	
Coupe II : Terrasses de Margaux et de Macau.	
Coupe III : Terrasses de Poujeaux, Cussac et Lamarque.	
Coupe IV : Terrasses de Saint-Julien et de Pauillac.	
Fig. 23. — La nappe alluviale interne de Pauillac à St-Vivien.	131
Coupe V : Terrasses de Pauillac et de Saint-Estèphe.	
Coupe VI : Terrasse de Saint-Estèphe.	

Coupe VII : Terrasse de Saint-Christoly.	
Coupe VIII : Terrasse de Jau.	
Fig. 24. — Formation des nappes alluviales et des terrasses .	147

DEUXIÈME PARTIE

Les alluvions modernes

CHAPITRE I. — COMPOSITION ET FORMATION

Fig. 25. — La plaine d'alluvions modernes de Bordeaux-Bastide	159
Fig. 26. — Bassin d'Ambès : confluent de la Garonne et de la Dordogne (carte)	161
Fig. 27. — Les alluvions modernes dans l'estuaire moyen (carte)	165
Fig. 28. — Coupes dans les bassins d'alluvions modernes de l'estuaire moyen	169
I. Rive droite : coupe au niveau de Saint-Ciers.	
II. Rive gauche : coupe dans le marais d'Arcins.	
Fig. 29. — Les alluvions modernes dans le Bas-Médoc (Carte).	171
Fig. 30. — Le <i>cordon littoral</i> de Richard	174
Fig. 31. — Composition des alluvions modernes de l'Amélie à Soulac	176
Fig. 32. — L'Argile à <i>Scrobiculaires</i> à Saint-Nicolas	179
Fig. 33. — L'Argile à <i>coquillages</i> de Montalivet	188
Fig. 34. — Les étangs de Hourtin et de Lacanau	191
Fig. 35. — Coupes du littoral de la région des étangs	193
I. Coupe du rivage à 3 kilomètres au Sud de Carcans.	
II. Coupe de Carcans au littoral.	
Fig. 36. — L'étang de Lacanau (carte avec courbes de niveau).	197
Fig. 37. — Les alluvions modernes dans le Bassin d'Arcachon.	205
I. Carte du Bassin au 1/320.000°.	
II. Coupes <i>a' b'</i> et <i>c d c'</i> .	
Fig. 38. — Coupe d'ensemble de l'estuaire et des bassins d'alluvions modernes de Bordeaux à l'embouchure	211

CHAPITRE II. — LES MODIFICATIONS DE L'ESTUAIRE ET DE LA LIGNE DU RIVAGE PENDANT LA PÉRIODE HISTORIQUE

Fig. 39. — L'embouchure de la Gironde de 1706 à 1936 .	226, 227
I : d'après les Cartes de Masse (1706).	
II : d'après la Carte marine n° 4868 (1894).	
III : d'après la Carte du Port Autonome (1932-1935).	
Fig. 40. — Le recul de la Pointe de Grave de 1785 à 1842 . .	229
Fig. 41. — Coupe du littoral de Soulac	233
Fig. 42. — Les modifications du littoral du Médoc, de la Pointe de la Négade à Lacanau-Océan en 1936-1937	237
I et II. Plan et coupe de la Pointe de la Négade.	

III et IV. Coupes dans la falaise du Gurg.	
V. Coupe du littoral de Montalivet.	
VI. Coupe du littoral de Carcans-Lacanau-Océan.	
Fig. 43. — Les modifications du littoral de la région des étangs	245
Carte I : Essai de reconstitution du littoral.	
Carte II : Fragment de Carte du XVIII ^e siècle.	
Carte III : Littoral de la région des étangs de Cazaux et de Biscarosse.	
Carte IV : Le Cap-Ferret et les « passes » en 1931.	

TROISIÈME PARTIE

Relations des nappes alluviales du Médoc avec les terrasses de la Garonne et de la Dordogne

Fig. 44. — Les nappes alluviales de la Garonne de Marmande à Bordeaux (Carte et coupes transversales).	257
Fig. 45. — Positions respectives des terrasses a^{1c} et a^{1d} de Marmande à Bruges (3 coupes)	263
Coupe I : Terrasse de Bruges.	
Coupe II : Terrasse de Saint-Macaire.	
Coupe III. Terrasse de Fauquierolles.	
Fig. 46. — La vallée de la Garonne dans la région de Castets (Carte et deux schémas)	265
Fig. 47. — Formation de la plaine d'alluvions modernes en aval de Langon	269
Fig. 48. — Profil longitudinal de la Garonne et des nappes alluviales, de Toulouse à l'embouchure	271
Fig. 48 bis. — Coupe de la vallée de la Dordogne à Libourne.	273

RÉSUMÉ, EXPLICATION DES FAITS ET RÉSULTATS

Fig. 49. — Position actuelle du profil longitudinal du fond rocheux des différentes nappes alluviales	281
Fig. 50. — Position du profil longitudinal du fond rocheux des différentes nappes alluviales avant l'abaissement du Quaternaire moderne	285
Fig. 51. — Schémas explicatifs des mouvements d'abaissement	291
Fig. 52. — Formation de la ligne actuelle du rivage du Médoc.	293
Fig. 53. — Les alluvions du cours inférieur de la Garonne et de la Dordogne, d'après la Carte géologique au 1/80.000 et les études de BLAYAC et de MM. CHAPUT et BALLAND.	312
Fig. 54. — Vue d'ensemble des terrains de revêtement du Médoc et leur place dans la partie occidentale du Bassin d'Aquitaine	313

LISTE DES PLANCHES HORS TEXTE

Vues photographiques (clichés A. FABRE)

Planche I. — Carte en relief du département de la Gironde.

Nappe alluviale externe

Planche II. — Surface des lignites d'Hostens.

Planche III. — Coupe de la partie centrale des lignites d'Hostens.

Le Littoral du Médoc

Planche IV. — 1. Vue d'ensemble de la falaise du Gurp.

Planche V. — 2. Promontoire du Gurp.

Planche VI. — 3. Détail de la falaise du Gurp.

Planche VII. — 4. Argile littorale et restes de troncs d'arbres au centre de l'anse du Gurp.

Planche VIII. — 5. Falaise d'alluvions anciennes à la Pinasse : partie Nord.

Planche IX. — 6. Falaise d'alluvions anciennes à la Pinasse : partie Nord.

Planche X. — 7. Falaise d'alluvions anciennes à la Pinasse : partie Sud.

Planche XI. — 8. Falaise d'alluvions anciennes à la Pinasse : partie Sud.

Planche XII. — 9. Le littoral à 1 kilomètre au Nord de Montalivet.

Planche XIII. — 10. Restes de forêt littorale sur la plage de Montalivet, à basse mer.

Planche XIV. — 11. Restes de forêt littorale sur la plage de Montalivet, à haute mer.

Planche XV. — 12. L'argile à coquillages de la plage de Montalivet.

Planche XVI. — 13. La plage de la station de Montalivet.

Planche XVII. — 9 *bis*. Le littoral à 1200 mètres au Nord de Montalivet. — 13 *bis*. Restes d'une forêt littorale récente à 300 mètres au Sud de la plage de Montalivet.

Planche XVIII. — 14. Le littoral à 2 kilomètres au Sud de Carcans-Plage.

Planche XIX. — 15. Le littoral à 3 km. 500 au Nord de Lacanau-Océan.

Planche XX. — 16. Le littoral à 3 kilomètres au Nord de Lacanau-Océan.

Planche XXI. — 17. La dune littorale à 3 kilomètres au Nord de Lacanau-Océan.

TABLE DES LOCALITÉS (1)

	Pages		Pages
Ambès	161, 162, 175, 234	Cazaux	205
Andernos-les-Bains	39, 45, 47, 204, 205, 251	Cenon	281, 285
Anglade	164	Cestas	21, 28, 93
Arcachon	40, 108, 205, 206, 250	Cissac	66, 102, 104
Arcins	119, 126, 167, 169	Civrac	73, 87
Arès	45, 106	Couquèques	3, 131
Arsac	120	Cubzac-les-Ponts	163
Arveyres	273	Cussac	127
Audenge	45, 106	Eysines	49, 52
Avensan	54	Fargues	257, 260
Le Barp	36	Gaillan	74, 87
Bégadan	137, 169	Gironde	265, 266
Bègles	115	Grayan (l'Hôpital)	77, 175
Béliet	38, 45	<i>Le Gulp</i>	79, 81, 87, 185, 236
Biganos	39, 45	Guillos	260
<i>Marcheprie</i>	37, 43	Le Haillan	20, 21
<i>Croix-d'Hins</i>	43	Hostens	35, 43, 92
Blaignan	131	Hourtin	63, 71, 105, 191, 247
Blanquefort	54, 118	Illac	31
Bordeaux	49, 115, 116, 117, 157, 159	Illats	257, 261
Bourg	94, 161, 163	Jau-Dignac-Loirac	131, 139, 174
Le Bouscat	114	Labarde	119, 120, 123, 161
Brach	60, 71	La Brède	21
Bruges	3, 117, 263	Lacanau-Ville	57, 105, 107, 191, 197, 198, 247
Canéjan	21, 25	<i>Lacanau-Océan</i>	71, 191, 196
Cantenac	119, 161	Lamarque	119, 128
Carcans	60, 64, 191, 193	Langon	257, 259
Castelnau	55, 59, 69	Lanton	39, 45, 204
Castets	265, 269	Léognan	21, 25, 50
Caudéran	114	Lesparre	67, 74
Caudrot	265, 266	Libourne	273
Cazalis	313	Listrac-Médoc	3, 59, 62, 69, 71, 119, 126
		Lormont	49, 117

(1) Les nombres en italique renvoient aux figures.

	Pages		Pages
Ludon (Médoc)	122, 162	Sainte-Croix-du-Mont .	260, 269
Margaux	119, 120, 161, 218	Saint-Estèphe	131, 168
Macau	119, 122, 161, 218	Saint-Germain-d'Esteuil . . .	67
Martignas	21, 28	Sainte-Hélène	31, 37, 57
Martillac	24	Saint-Julien-Beychevelle . .	130, 168, 219
Mérignac	20, 21, 49, 51, 117	Saint-Laurent-Médoc . .	61, 65, 69, 102
Mios	39, 45, 104, 106	Saint-Macaire	263
Moulis	59, 127	Saint-Médard-en-Jalles .	21, 25
Naujac-sur-Mer	71, 74, 87, 244	Saint-Morillon	20, 21, 261
Paillet	269	Saint-Sauveur	65, 119
Parempuyre	122	Saint-Seurin-de-Cadourne .	133
Pauillac	119, 130, 131, 219	Saint-Vivien-Médoc . .	141, 219
Pessac	20, 23, 26	Saint-Yzans-Médoc	168
Le Pian	56, 120	Taillan-Médoc	52, 54, 69
Pomerol	273	Talais	141, 222
Le Porge	57	Talence	114
Portets	260	La Teste-de-Buch	108
Queyrac	74, 131, 140, 172, 222	Cap-Ferret	41, 47, 205, 206, 250
Quinsac	50	Valeyrac	137, 173
La Réole	257	Vendays	76
Rions	269	Montalivet	81, 85, 87, 187, 240
Roque-de-Tau	94	Vensac	76, 141
Salaunes	57	Le Verdon-sur-Mer . . .	177, 225
Salles	38, 45	Pointe-de-Grave	181, 184, 223, 226, 229
Saucats	21, 25, 49	Saint-Nicolas	179, 224, 229
Sauternes	257, 260	Vertheuil	66, 102, 131, 219
Soulac-sur-Mer	176, 185, 223, 233	Villagrains	3, 28, 31, 49, 52, 92
Soussans	119, 121		
Saint-André-de-Cubzac . . .	163		
Saint-Christoly	131, 136, 220		
Saint-Ciers-sur-Gironde .	164, 169		

TABLE GÉNÉRALE DES MATIÈRES

	Pages
INTRODUCTION	I
APERÇU GÉNÉRAL : Vue d'ensemble sur la stratigraphie et la structure tectonique du Médoc	1
HISTORIQUE	6

PREMIÈRE PARTIE

Les alluvions anciennes

CHAPITRE I. — LA NAPPE ALLUVIALE EXTERNE.	
Partie sud du Médoc	16
Partie orientale	18
Partie occidentale	34
Moyen et Bas-Médoc	54
Partie moyennne du Médoc	54
Bas-Médoc	73
Conclusion générale	90
CHAPITRE II. — LE SABLE ÉOLIEN DE REVÊTEMENT.	
Le Sable des Landes	101
CHAPITRE III. — LA NAPPE ALLUVIALE INTERNE.	
Région de Bordeaux	113
De Blanquefort à Avensan	118
Moulis, Listrac, Arcins, Lamarque, Cussac	126
De Saint-Julien à Saint-Seurin-de-Cadourne	130
Bas-Médoc	136
Résumé et conclusions	145

DEUXIÈME PARTIE

Les alluvions modernes

CHAPITRE I. — COMPOSITION ET FORMATION	
Bassin de Bordeaux	155
Bassin d'Ambès	157
Bassin d'Ambès	162
Partie moyenne de l'estuaire	164
Plaine maritime du Bas-Médoc	170

	Pages
Les alluvions modernes du littoral	184
Résumé et conclusions	208
CHAPITRE II. — LES MODIFICATIONS DES PLAINES D'ALLUVIONS	
DE L'ESTUAIRE ET DE LA LIGNE DU LITTORAL	
PENDANT LA PÉRIODE HISTORIQUE.	
L'estuaire et les plaines d'alluvions modernes	218
Formation de la ligne actuelle du rivage	232
Résumé et conclusions	251
 TROISIÈME PARTIE 	
Relations des nappes alluviales du Médoc avec les	
terrasses du cours moyen de la Garonne et de la	
Dordogne.	
Garonne	255
Dordogne	273
 RÉSUMÉ, EXPLICATION DES FAITS ET RÉSULTATS 	
Résumé	276
Explication des faits	284
Résultats	314
BIBLIOGRAPHIE	323
TABLE DES FIGURES DANS LE TEXTE	335
LISTE DES PLANCHES HORS TEXTE	339
TABLE DES LOCALITÉS	341

ADDENDA

Nous avons écrit, page 305, que M. BOURCART et d'autres auteurs contemporains, tout en reconnaissant « le grand rôle joué par les mouvements du sol, ne leur accordent encore que la signification d'accidents qui modifient le thème général, parfois profondément, mais ne sont pas la cause de la production de ce thème ». Cette cause consisterait dans les variations du niveau marin.

Nous n'avions pas encore eu connaissance de la note importante de M. BOURCART sur les « *Résultats d'ensemble d'une étude du Quaternaire et du Pliocène marins du littoral atlantique du Maroc et du Portugal* » (1), note où se trouve exposée avec la plus grande netteté une conception opposée que l'on peut résumer ainsi :

1° La formation des nappes alluviales est provoquée par les mouvements d'élévation et d'abaissement du sol du même ordre que ceux qui ont produit dans le passé les régressions et les transgressions marines. Le résultat de ces mouvements est d'avoir « soulevé l'intérieur du pays et abaissé sa surface vers la mer ».

2° La position actuelle des dépôts littoraux du Pliocène et du Quaternaire est due en premier lieu à ces mouvements et en second lieu à un système de déformations consistant dans l'activité des unités tectoniques formées pendant les périodes antérieures, selon un plan structural propre à chaque région.

La conséquence de ces deux ordres de mouvements est « l'extrême jeunesse du relief actuel du Maroc, comme d'ailleurs de celui du Portugal ».

La conception ainsi définie s'applique exactement à la Gironde : c'est celle que nous avons développée dans la conclusion du présent mémoire.

Nous l'avions auparavant exposée en 1936 dans une note sur « les dépôts alluviaux de la Gironde » (2).

(1) Extrait des *Comptes rendus du IV^e Congrès des Géographes et des Ethnographes slaves à Sofia en 1936*. Sofia, 1937.

(2) *Procès-verbaux de la Société Linnéenne de Bordeaux*, t. LXXXVIII, 1936, p. 98 et 137.

« En cherchant l'explication des phénomènes du Quaternaire dans les mouvements du sol, on revient à la méthode générale qui consiste à rattacher les transgressions et les régressions marines et la formation des dépôts aux déformations de l'écorce terrestre. »

Ainsi, des recherches menées simultanément dans des régions très éloignées les unes des autres (Maroc, Portugal et Gironde) et très différentes comme structure, conduisent exactement aux mêmes conclusions.

Nous n'avons pu, comme M. BOURCART, dater exactement les mouvements d'élévation et d'abaissement et les déformations du Quaternaire, mais nous en avons précisé l'ordre et l'importance relative ainsi que leurs relations avec les nappes alluviales de l'intérieur.

De plus, il nous a été possible de montrer que les déformations récentes continuent exactement la réalisation d'un plan structural dont nous avons suivi les différentes étapes dans notre travail sur « les terrains tertiaires du Médoc ».

Enfin, ayant insisté sur le fait que le Quaternaire ne constitue pas une période originale demandant l'emploi des méthodes spéciales, nous adhérons entièrement à la conclusion suivante de M. BOURCART :

« Ces quelques observations... me semblent prouver que l'étude du Quaternaire, souvent si délaissée sous prétexte de trop de difficultés, est un point de départ indispensable à la connaissance de la géologie générale. Ce ne doit pas être un domaine réservé aux spécialistes mais une propédeutique pour tous les géologues. »

ERRATA

Page 111, ligne 6, *au lieu de* « Mésolitique », *lire* : Mésolithique.

Page 304, lignes 18 et 21; page 305, ligne 4; page 310, ligne 27, *au lieu de* « M. BROUCART », *lire* : M. BOURCART.

Page 304, ligne 44, *au lieu de* « équidistantes », *lire* : équidistances.

Page 305, ligne 27, *au lieu de* « Sud-Ouest », *lire* Sud-Est.

Vu et approuvé :

Paris, le 9 Novembre 1938.

Le Doyen de la Faculté des Sciences,

CH. MAURAIN.

Vu

et permis d'imprimer :

**Le Recteur
de l'Académie de Paris,**

G. ROUSSY.



PLANCHE I. — Carte en relief du département de la Gironde.
(Cliché communiqué par M. RIEDEL.)



PLANCHE II. — Surface des lignites d'Hostens.

Au premier et au second plan, restes de deux trous d'un diamètre de 1 m. 10 et 1 m. 40 au dernier plan, couche de sable argileux de 2 m. 50 d'épaisseur.

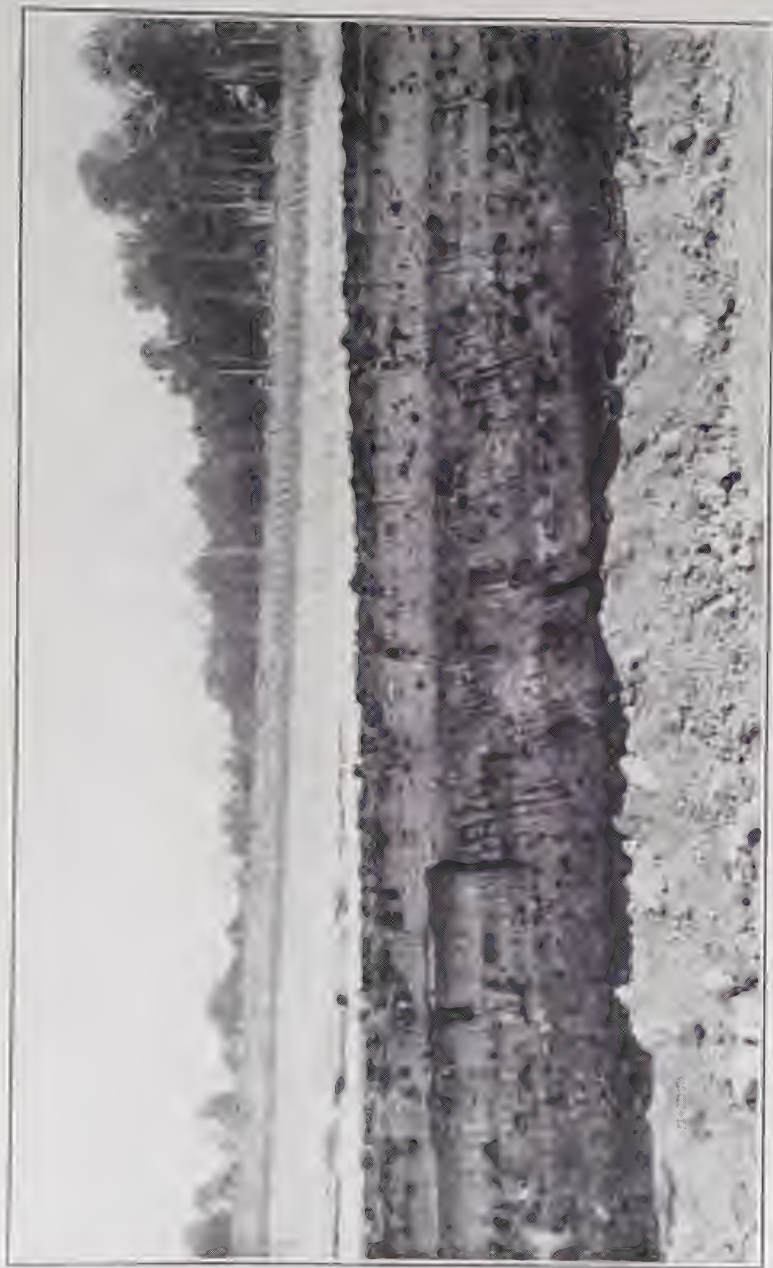


PLANCHE III. — Front d'exploitation des lignites d'Hostens (septembre 1937).

La partie centrale de la couche exploitée est affaissée.



PLANCHE V. — Vue 2. — Promontoire du Gurp.

1. argile bleue; 2. sable tourbeux; 3. sable argileux; 4. sol néolithique à surface noircie; 5. dune moderne.

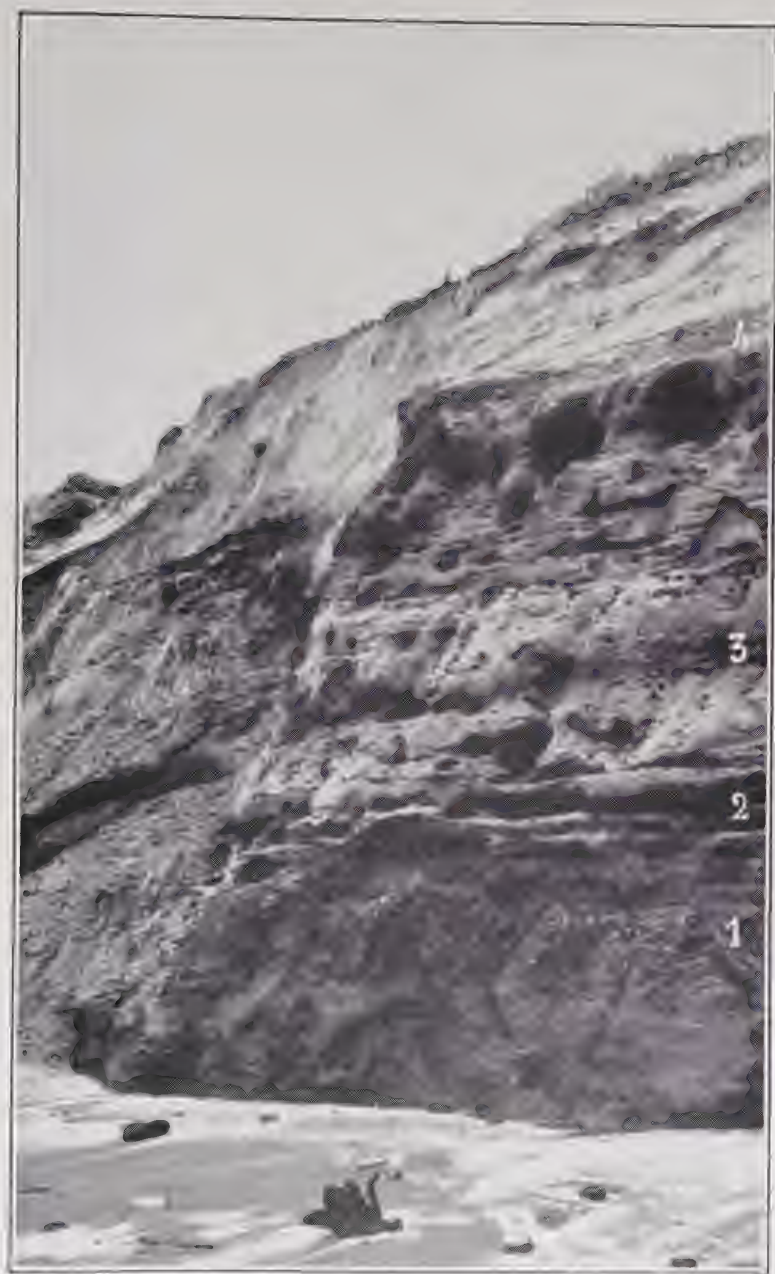


PLANCHE VI. — Vue 3. — Détail de la falaise du Gurp
(mêmes couches que dans la vue 2).

La partie gauche de la falaise vient de s'écrouler.



PLANCHE VII. — Vue 4. — Argile littorale et restes de troncs d'arbres au centre de l'anse du Gulp.
 L'argile appartient aux alluvions modernes. La forêt littorale a été rasée verte par les sables des dunes modernes.

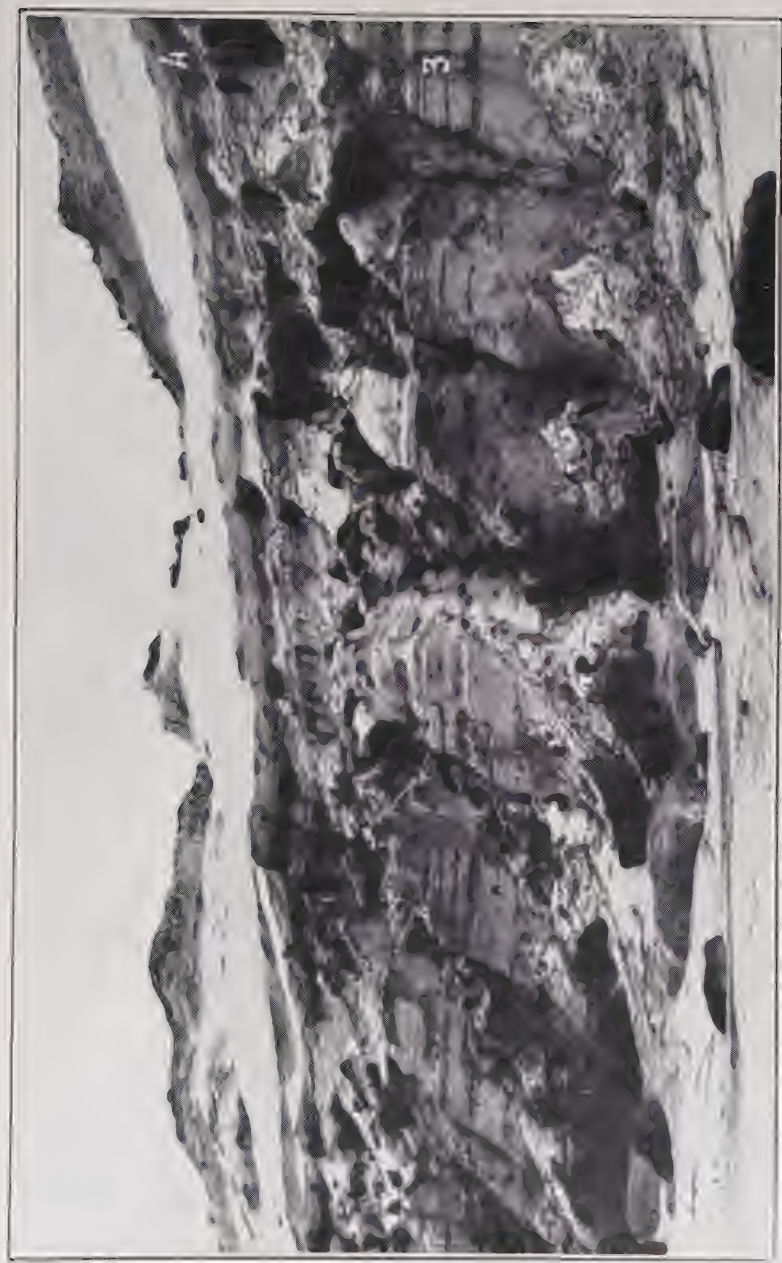


PLANCHE VIII. — Vue 5. — La falaise d'alluvions anciennes à la Pinasse (partie nord).
 L'affleurement argileux de la couche d'anciennes alluvions par le soulèvement des eaux de l'intérieur.
 L'action éolienne fait ressortir la stratification des alluvions.



PLANCHE IX. — Vue 6. — La falaise d'alluvions anciennes à la Pinasse (partie nord).
Les sables argileux de la couche 3 s'éboulent sous l'action des eaux de l'intérieur qui débouchent dans leur partie



PLANCHE X. — Vue 7. — La falaise d'alluvions anciennes à la Pinasse (partie sud).

Les eaux de ruissellement de l'intérieur se déversent sur la plage = la coucha = lorsque l'ondeuse empêche leur pénétration dans les sables de la couche 3.



PLANCHE XL. — Vue 8. — La falaise d'alluvions anciennes à la Pinasse (partie sud).
A droite, échanture de la dune moderne et des alluvions produite par un petit cours d'eau . Recouvrement de la falaise par l'éboullement du sable de la dune moderne.



PLANCHE XII. — Vue 9. — Le littoral à 1.500 mètres au Nord de Montalivet (Vendays).
 1. alluvions anciennes a^{nc}; 2. banc de tourbe renfermant plus au Sud des restes d'une forêt littorale; 3. sable
 collon ancien terminé par un niveau tourbeux (ancien sol néolithique); 4. dune moderne.



PLANCHE XIII. — Vue 10. — Restes de la forêt littorale sur la plage de Montalivet, à basse mer,
à 300 mètres au Nord de la station.



PLANCHE XIV. — Vue 11. — Restes de la forêt littorale à 1 kilomètre au Nord de la station de Montalivet, sous l'écrou avant la haute mer d'une grande marée d'équinoxe (coefficient 1,15) et par gros temps (mars 1934).

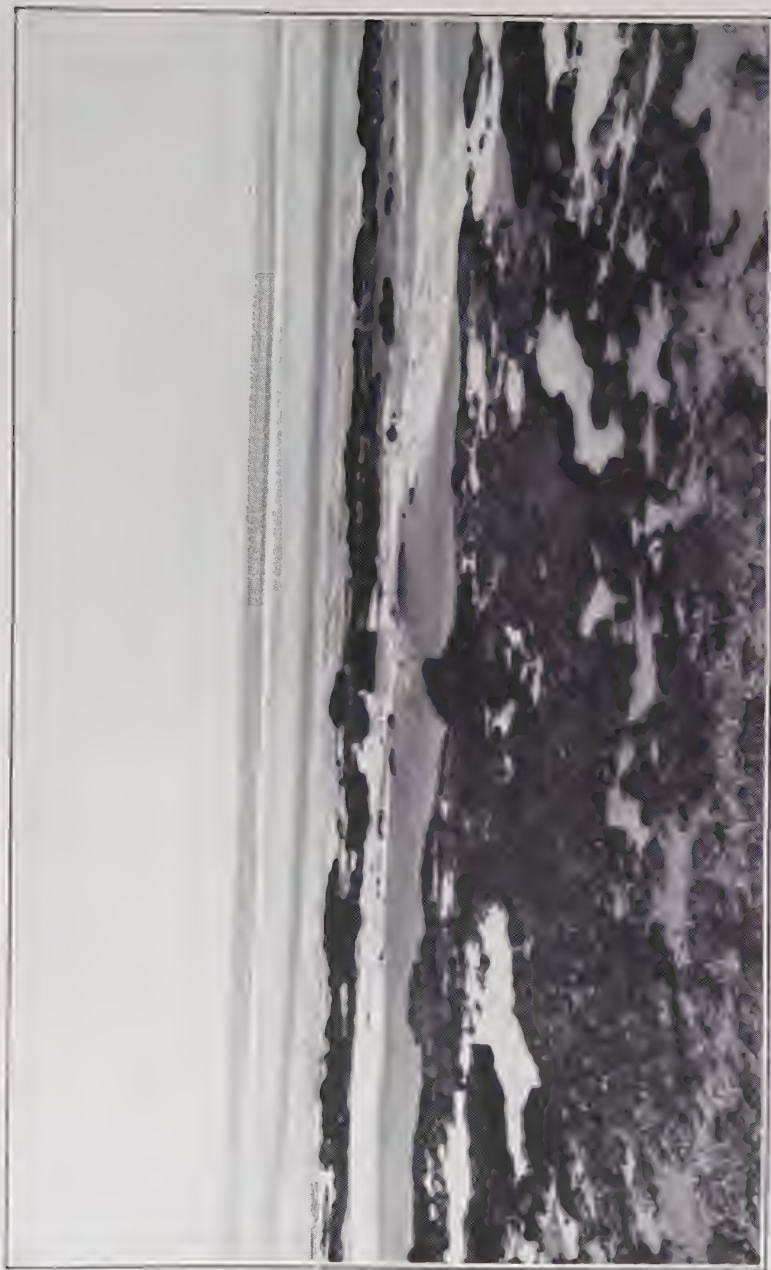


PLANCHE XV. — Vue 12. — L'argile à coquillages de la plage de Montalivet.

À gauche, dans une fosse, sable mouillé recouvrant l'argile. Vue prise à basse mer d'une marée d'égal-
noxe (mars 1936).

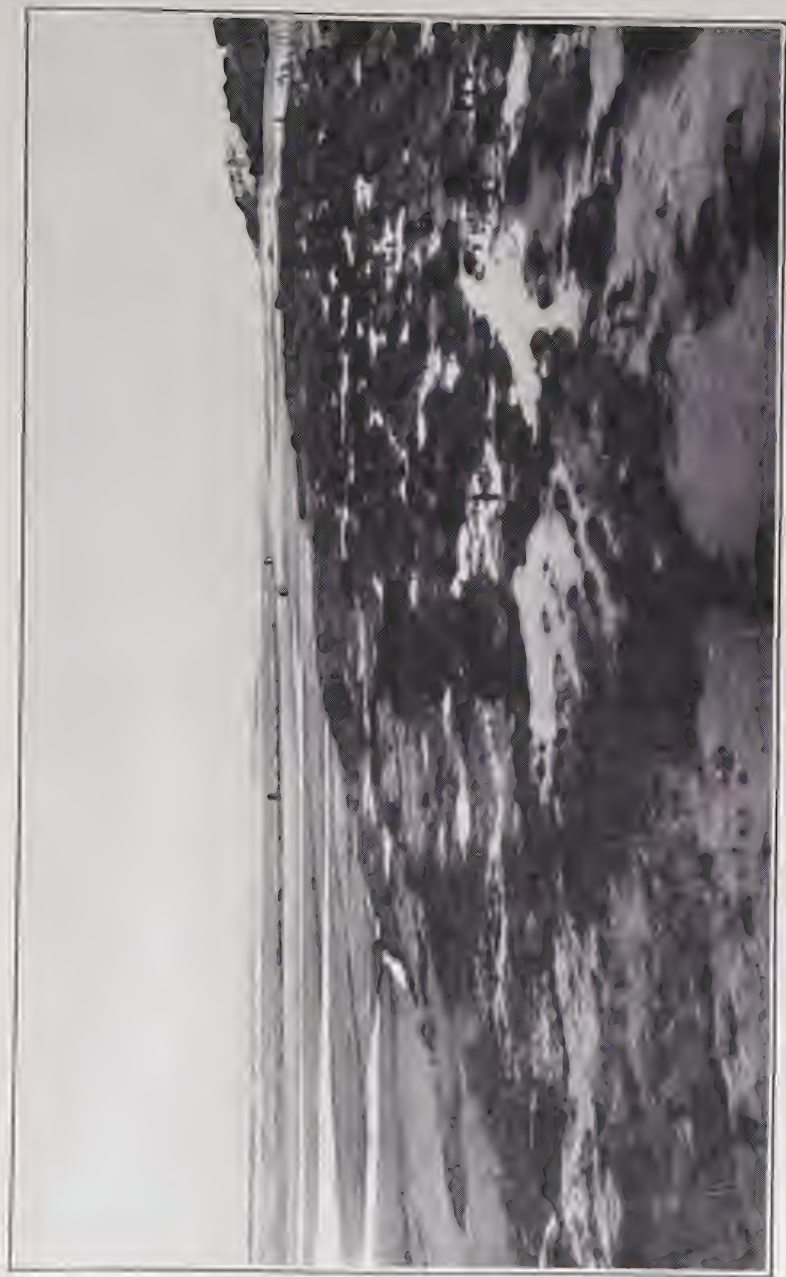


PLANCHE XVI. — Vue 13. — La plage de la station de Montalivet.

Au premier plan, sable argileux mêlé recouvert par les niveaux tourbeux. Au second plan à droite, éclaircissement du riziage correspondant à l'entassement d'un ancien cours d'eau en fait, sur la plage, la ligne noire représente l'argile à cornilles.

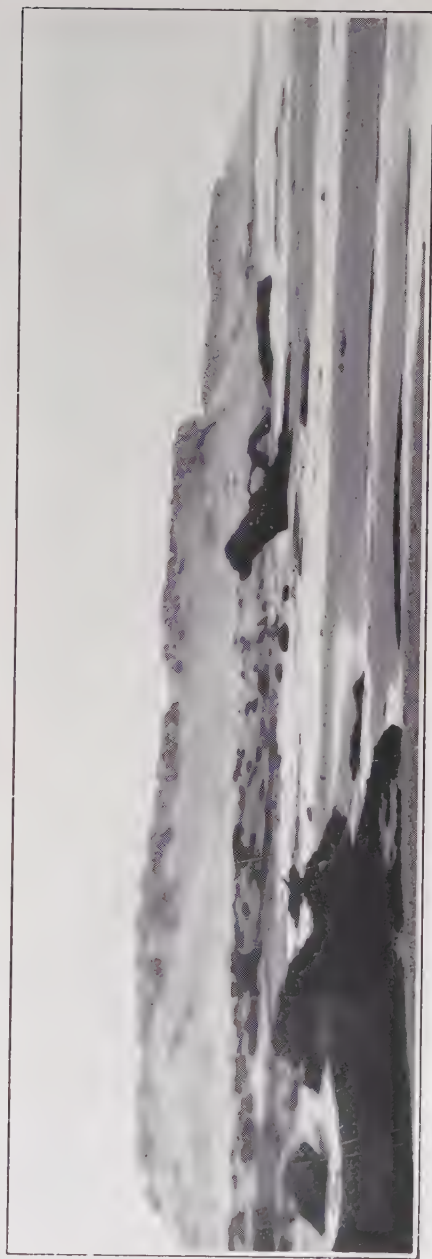
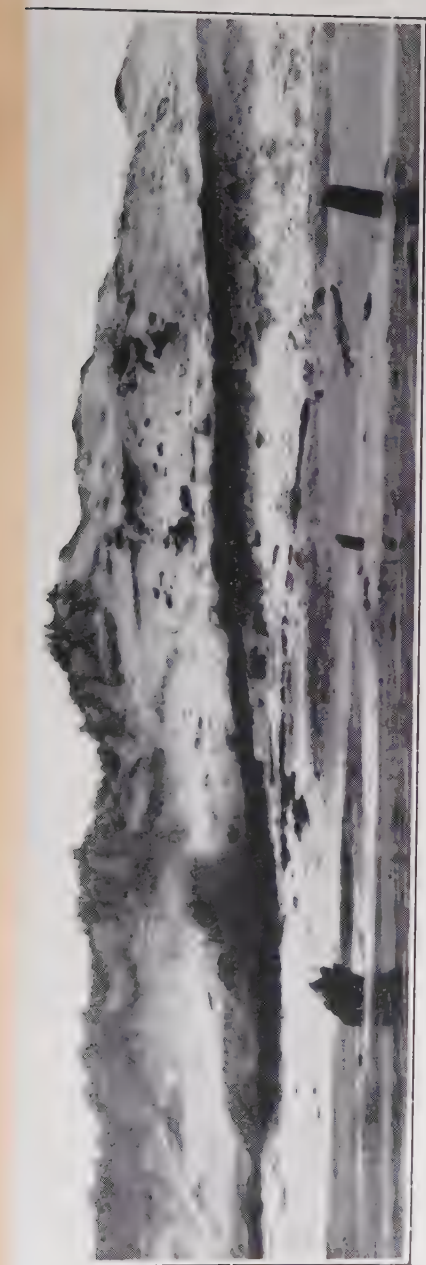


PLANCHE XVII. — Vue 9 bis. — Superposition de différents sols à 1.200 mètres au Nord de Montalivet.
 Vue 13 bis. — Restes d'une forêt littorale récente à 300 mètres au Sud de la plage de Montalivet.



PLANCHE XVIII. — Vue 14. — Le littoral à 2 kilomètres au Sud de Carcans-Plage.
 Le premier plan, sable éolien ancien aliotisé, recouvert par un banc de tourbe. Les deux dépôts, affouillés par
 le ressac des hautes mers, s'écroulent sur la plage par gros blocs.



PLANCHE XIX. — Vue 15. — Le littoral à 3 km. 500 au Nord de Lacanau-Océan.

Au premier plan, dune de tourbe de la vue 14, abaissée au niveau de la plaine ou second plan, dune ancienne avec niveau humifère et tronc d'arbre couché faisant saillie.



PLANCHE XX. — Vue 16. — Le littoral à 3 kilomètres au Nord de Lacanau-Océan.
 Au premier plan, coupe d'une dune ancienne anténéolithique recouverte d'un niveau humifère formé de restes
 d'une végétation forestière (*Erica*, *Pteris aquilina*, *Pinus maritima*).



PLANCHE XXI. — Vue 17. — La dune littorale à 3 kilomètres au Nord de Laraman-Océan (travers de la vue 16).
La bordure de la forêt de pins est détruite et ensevelie par la progression de la dune.

